F 1329

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA

GEOLOGIE

1

TOMUL 20
1975

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

Academician VINTILĂ MIHĂILESCU

Redactori responsabili adjuncți:

Academician DAN GIUȘCĂ, prof. LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, prof. TIBERIU MORARIU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România

Membri:

Academician ALEXANDRU CODARCEA, academician MILTIADE FILIPESCU, academician GEORGE MURGEANU, academician NICOLAE PETRULIAN, prof. VIRGIL IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, prof. NICOLAE MACAROVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România.

Secretar de redacție:

Dr. POMPILIU ȘOIGAN

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agenții poștale, factorii poștali și difuzorii din întreprinderi și instituții

Comenzile de abonamente din străinătate se primesc la ILEXIM, Serviciul Export—Import Presă, Căsuța poștală 2001, Calea Griviței nr. 64—66, București, Oficiul poștal 12, România, sau la reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență se vor trimite pe adresa Comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie—Geologie".

Toute commande de l'étranger sera adressée à ILEXIM, Département d'Exportation — Importation, Presse, Boîte postale 2001, Calea Griviței 64—66, Bucarest 12, Roumanie, ou à ses représentants à l'étranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou votre facteur.

„Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Geologie", Calea Victoriei nr. 125, București 22

Editura Academiei Republicii Socialiste România Calea Victoriei, nr. 125, București, sectorul 1, telefon 13.94.40

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

GEOLOGIE

Tomul 20 1975

SUMAR

V. IANOVICI, VICTORIA STIOPOL, Caractere mineralogice şi geochimice ale unor minerale legate de magmatismul mezozoic, banatitic şi neogen din România 3
G. PITULEA, IOANA GHIŢULESCU, O nouă structură subvulcanică neogenă în partea de nord-est a Munţilor Metaliferi (regiunea Bucium) 25
I. MĂRZA, I. CHINTĂUAN, Cercetări petrografice asupra tufului de Dej în regiunea Bistriţa — Bîrgaie (jud. Bistriţa-Năsăud) 41
M. PANAITE, I. BIŢĂ, ED. HUREZEANU, Mineralele manganifere de la Scrind — Răchiţele, Munţii Vlădeasa 53
ŞTEFAN AIRINEI, ARTEMIU PRICĂJAN, MIHAI ŞTEFĂNESCU, MIRCEA SETEL, Variaţia manifestării bioxidului de carbon mofetic de la băile Pucioasa — Sîntimbru şi Harghita 59
MIRCEA PAUCĂ, Bazinul Silvaniei — geneză şi evoluţie 75
MIRCEA CHIRIAC, DAN GRIGORESCU, Asupra focilor bessarabiene din Dobrogea de sud 89
AURELIA BĂRBULESCU, TH. NEAGU, I. LĂZĂROIU, C. VODISLAV, Brahiopode eocretacice din Dobrogea de sud 111
GH. VOICU, Observaţii micropaleontologice şi geologice asupra mio-pliocenului din regiunea Berca (Buzău) 143
A. ZBEREA, VICTORIA LUBENESCU, Contribuţii la studiul depozitelor neocretacice din regiunea Cugir — Cioara — Tărtăria 151

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, NR. 1, P. 1—156, BUCUREŞTI, 1975

CARACTERE MINERALOGICE ŞI GEOCHIMICE ALE UNOR MINERALE LEGATE DE MAGMATISMUL MEZOZOIC, BANATITIC ŞI NEOGEN DIN ROMÂNIA

DE

V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România,
VICTORIA STIOFOL

Numărul mineralelor cunoscute în zăcămintele de sulfuri de pe teritoriul ţării noastre este foarte ridicat. Aceste minerale de cele mai multe ori sînt dispersate în masa rocilor gazdă, în agregate sau mai rar sub formă de druze.

Cercetările s-au îndreptat spre acele minerale dezvoltate cristalografic şi care apar şi cu o frecvenţă foarte ridicată în formaţiunile legate de magmatismul mezozoic, banatitic şi neogen (tabelul nr. 1).

Sînt discutate relaţiile între habitus-ocurenţă-chimism pentru acele minerale la care au fost surprinse unele particularităţi determinate de condiţiile de cristalizare, de modificările fizico-chimice petrecute în soluţii, precum şi de momentele de separare ale mineralelor.

Tabelul nr. 1

Minerale cercetate din formaţiunile mezozoice, banatitice şi neogene din România

Mineral	Mezozoic	Banatitic	Neogen	Mineral	Mezozoic	Banatitic	Neogen
Blenda	+	+	+	Anglezit	+	+	+
Bornit	+	+	+	Azurit	+	+	+
Calcopirita	+	+	+	Baritina	+	+	+
Calcazină	+	+	+	Calcita	+	+	+
Enargit	−	−	+	Celestina	−	+	−
Galena	+	+	+	Ceruzit	+	+	+
Mispichel	+	+	+	Cuarţ	+	+	+
Marcasita	+	+	+	Calcedonie	+	+	+
Pirita	+	+	+	Malachit	+	+	+
Pirotina	+	+	+	Siderozā	+	+	+
Tetraedrit	+	+	+				
Wolframit	+	+	+				

I. ASPECTE MORFOLOGICE

1-Blenda

În zăcămintele de sulfuri se întîlnesc cristale de blendă bine dezvoltate, de culoare brună, brun-roşcată, translucidă, precum şi cristale mici

negricioase, formele caracteristice fiind tetraedru negativ şi pozitiv, cub şi tetraedru, cub-tetraedru şi dodecaedru, deseori macle polisintetice după (111). Sînt caracteristice şi masele compacte care indică structuri granulare nete, uşor de identificat datorită clivajului accentuat al granulelor. Feţele prezintă striaţii, adînciturі şi excrescenţe.

2. Bornitul

Foarte rar este întîlnit sub formă de cristale, de obicei în mase compacte sub formă de impregnaţii.

3. Calcopirita

Este întîlnită sub formă de mase compacte sau sub formă de granule diseminate, mai rar în cristale. Formele citate sînt în număr de 30, dintre care cele mai frecvente sînt (001), (110), (100), (111), ($1\bar{1}1$), (101), iar cu importanţă mai scăzută (332), (221), (203), (703), (011) etc. Formele caracteristice (neogenului) indică predominanţa feţelor bisfenoidale, mai rar a celor scalenoedrice; nelipsite în formaţiunile neogene sînt şi maclele după (111) şi (101). Feţele de bisfenoizi arată striaţii triunghiulare, curburi şi excrescenţe.

4. Enargitul

Cristalele întîlnite prezintă în general un habitus columnar cu striaţiuni verticale. Sînt formate din combinaţiile (110), (001), (100), (010), în asociaţii cu pirita, calcopirita, tennantit, bismutina, blendă şi tetraedrit. Este prezent îndeosebi în formaţiunile neogene, unde sînt cunoscute cristale idiomorfe prismatice, care ating lungimi de 1 cm, şi mai rar forme tabulare.

5. Galena

Galena apare compact, fie în cristale larg dezvoltate. Combinaţiile care apar duc la forme simple, numărul maxim de forme fiind de 8. Feţele caracteristice luate în considerare sînt numai (100), (111), (011) şi (122). În funcţie de persistenţa feţelor deosebim trei tipuri principale — cubic, octaedric şi cub-octaedric —, mai rar (110), precum şi cristale maclate după (111).

Habitusul indicat de majoritatea cristalelor de galenă se menţine constant, indiferent de ocurenţă (tabelul nr. 2).

Observaţiile efectuate pe unele cristale de galenă au dus la sesizarea unor feţe în trepte. Pe baza modului de dispunere a treptelor s-a ajuns la concluzia că în timpul creşterii acestor cristale suprasaturaţia soluţiilor din care s-au format nu a fost constantă, ci a prezentat perioade cînd a fost mai ridicată şi perioade cînd a fost mai scăzută. Prezenţa unor feţe în trepte care duc către o muchie indică, în timpul creşterii cristalelor, o deplasare unidirecţională a particulelor care s-au ataşat edificiilor cristaline.

Tabelul nr. 2

Variaţia habitusului galenei în corelaţie cu parageneza

Paragineze de galenă cu :	Tip octaedric	Tip cub octaedric	Tip cubic	Ocurenţă
cuarţ + sulfuri ± carbonaţi	△	□	+	neogen
carbonaţi + sulfuri ± cuarţ	+	□	△	banatitic
sulfuri ± cuarţ ± carbonaţi	△	□	△	mezozoic

+ abundent; □comun; △ prezent; v = lipsă (legendă valabilă şi pentru tabelele nr. 3, 4 şi 5).

6. Mispichelul

Apare în cantităţi mai mari sau mai mici împreună cu pirita, calcopirita, fie sub formă de cristale, fie ca agregate granulare formînd lentile. Se prezintă îndeosebi în formaţiunile banatitice sub formă de cristale prismatice după axul „c", axul „b"; se remarcă combinaţiile de feţe (101), (210), (120), (110), (013), feţele de prismă avînd striaţiuni paralele cu axul „c". În formaţiunile neogene sînt răspîndite cristale cu habitus bipiramidal; sînt semnalate ca feţe principale (101), (230), (210), (140), (001), (011), (012), (014), (110). Cele mai frecvente sînt combinaţiile (001), (110), precum şi combinaţiile (110) şi (014). Forma (101) apare mai rar. Sînt frecvente şi maclele după (101) formate din doi indivizi.

7. Marcasita

Cristalele de marcasită sînt rare, mai frecvente fiind : grupuri stalactitice pe cuarţ, cu calcopirită, pirită, blendă şi galenă; agregate radiare; pseudomorfoze după calcit, pirotina; forme arborescente; mase reniforme etc. Frecvente sînt asociaţii de cristale în creastă de cocoş cu cuarţ, cristale tabulare cu combinaţii de feţe (100), (011), (110), (1$\bar{1}$0) sau cristale în formă de lance cu combinaţii de feţe de tip (1$\bar{1}$0), (110), (013), cît şi combinaţii de fenacoizi şi feţe de prismă.

8. Pirita

Datorită energiei mari de cristalizare şi poziţiei paragenetice variate, pirita are tendinţa generală de a prezenta variate forme. Numărul formelor de cristale studiate reprezintă combinaţii la care au fost determinate circa 48 de feţe; multe dintre acestea sînt reduse ca frecvenţă de apariţie, precum şi ca grad de dezvoltare. Feţele (100), (111), (210), (110) sînt cele mai frecvente şi dominante, în timp ce feţele (2$\bar{2}$1), (421), (320), (321), (211), (221) apar mai rar, iar restul de 38 sînt foarte rare (tabelul nr. 3).

Tabelul nr. 3

Principalele forme ale cristalelor de pirită

Ocurența	Nr. formei	Tipuri de fețe									Habitus pred
		(100)	(111)	(210)	(110)	(321)	(421)	(211)	(221)	(311)	
Neogen	20	+	+	□	+	□	△	△	□	□	cub, cub-octaedru, cub → octaedru cu prezența feței (210)
Banatitic	48	△	+	+	△	□	△	△	□	∨	octaedru, octaedru-pentagonal, de la octaedru → pentagonal, iar fața (100) în dimensiuni mici
Mezozoic	18	+	△	+	△	□	∨	△	□	□	cub, pentagonal, de la cub → pentagonal prin forma de octaedru

9. Pirotina

În general, cristalele sînt rare, au de regulă habitus mai rar piramidal, fețele frecvente fiind (0001), (10$\bar{1}$0), (10$\bar{1}$1), (20$\bar{2}$1). Macle rare după (1011). Este un mineral care deseori apare sub formă de mase compacte alături de pirită, calcopirită sau sub formă de impregnații în serpentinite etc.

10. Tetraedritul

Cristale bine individualizate sînt rare; cele întîlnite au habitus tetraedric cu combinații: (111), (1$\bar{1}$1), (110), (112), (100), (211). Macle frecvente după (111) și mai rar după (100). Destul de frecvente sînt cristalele grupate în druze cu cuarț sau masele compacte concrescute fie cu bornit, azurit, grosular, calcit (banatitic), fie cu blendă feriferă, pirargirit, bournonit + rodocrozit și cuarț (neogen). În formațiunile neogene deseori este întîlnită varietatea freibergit; ca fețe caracteristice amintim: (100), (110), (310), (111), (411), (211), (655), (332), (321), (1$\bar{1}$1), (4$\bar{1}$1), (211), (Bucium).

11. Wolframitul

Wolframitul este un mineral caracteristic magmatismului banatitic, filoanelor hidrotermale de sulfuri legate de magmatismul neogen și mai puțin de cel mezozoic. Se întîlnește sub formă de lamele subțiri, cristale tabulare, prismatice cu fețe caracteristice (100), (010), (001), (011), (111), (121), (102), (403), (614), (112) etc. Apare în asociație cu pirită, mispichel, calcopirită; mai rar în druze.

12. Anglezitul

Cristalele de anglezit prezintă numeroase combinații de forme; de obicei cristalele sînt tabulare — după axul „c" —, prismatice sau piramidale. Cele mai frecvente tipuri de fețe întîlnite, cu o dominanță remarcabilă, sînt (211), (111), (011), (210), (101), (001). În general, cristalele de anglezit apar grupate, mai rar izolate. Se întîlnesc frecvent cruste de anglezit pe cristale de galenă, mase granulare, noduli stalactitici sau mase pămîntoase. În formațiuni banatitice au fost determinate 16 forme, dintre care (110), (112), (001), (011), iar în formațiuni mezozoice forme prismatice cu precădere după axul „c", cu predominarea formelor (110), subordonat formele (001), (10.9.0), (102), (011), (111), (122).

13. Azuritul

Cristalele de azurit prezintă forme aciculare, prismatice scurte sau tabulare. Se pot determina cu frecvență ridicată fețe de tip prismatic, pinacoid și piramidal. Dintre cele mai frecvente amintim (001), (013), (011), (Ī02), (Ī04), (Ī01), (012), (100), (111), (110). Deseori, pe fețe sînt vizibile striații paralele cu axul „a" sau cu axul „c". Cristalele de azurit sînt intim asociate cu cristalele de malachit. În zăcămintele de sulfuri legate de magmatismul neogen sînt întîlnite agregate granulare, agregate reniforme sferice sau în cruste și mase compacte cu blendă, cuarț, pirită, auripigment.

14. Baritina

Formele cele mai des întîlnite sînt (001), (010), (100), (011), (104), (102), (101), (110), (111), (122), (124), (142). Habitusul rezultat este reprezentat prin cristale tabulare, alungite după axul „b", cristale prismatice alungite după axul „a" și cristale tabulare cu alungire egală în direcțiile „a" și „b".

15. Calcita

Exemple frumoase pentru variația formelor poliedrice ale unui mineral le remarcăm la calcită, unde se întîlnesc sute de forme, determinate prin combinații în care predomină uneori scalenoedrul, alteori romboedrul sau prisma hexagonală (tabelul nr. 4).

16. Celestina

Celestina este caracteristică zăcămintelor hidrotermale legate de provincia banatitică. În general apare sub formă de cristale aciculare pînă la fibroase, mai rar tabulare sau prismatice. Sînt recunoscute în cristalele prismatice fețele (001), (101), (011), (210), (102) etc. Cristalele tabulare se aseamănă cu cele de baritină.

Tabelul nr. 4

Principalele forme ale cristalelor de calcită

Ocurență	Nr. formei	Tipuri de fețe									Habitus dominant pentru calcită
		$(10\bar{1}1)$	$(2\bar{1}10)$	$(01\bar{1}1)$	$(21\bar{3}1)$	$(23\bar{1}1)$	$(10\bar{1}0)$	$(11\bar{2}0)$	$(02\bar{2}1)$	$(01\bar{1}2)$	
Neogen	15	△	□	□	△	□	+	+	□	□	prismatice → romboedrice existente și fețe scalenoedrice
Banatitic	30	+	□	□	△	□	+	△	+	+	7 tipuri cristalografice persistente atît a fețelor romboedrice cît și a prismelor
Mezozoic	20	+	□	□	+	□	V	V	+	△	romboedric → scalenoedric cu prezența prismelor

17. Ceruzitul

Habitusul cristalelor poate fi diferit, pseudohexagonal-bipiramidal; pe cristale sînt frecvent întîlnite fețe de bipiramidă, de prismă, pinocoid. Sînt frecvente macle duble și ciclice, ca plan de maclă fiind fața (110). În formațiunile mezozoice apar cristale cu habitus prismatic care arată dezvoltarea fețelor (100), (130), (010), (111), (112), (021), (041), mai rar cele cu habitus tabular după (010), la care se adaugă fețe de tip (130), (110), (120), (134) etc. În zăcămintele plumbifere legate de magmatismul banatitic sînt caracteristice tipurile brahipinacoidale, basipinacoidale, prismatice și brahidomale. Frecvente sînt maclele triple după (110) și (130). Frecvente sînt și concrețiterile în mase de limonit sau de pirită, galenă, blendă, precum și pseudomorfoze după pirită, galenă.

18. Cuarțul

Cuarțul este întîlnit în toate tipurile de formațiuni, indicînd variate combinații de fețe, cele mai multe dintre ele fiind cu o frecvență ridicată și cu un grad de dezvoltare de asemenea important. Habitusurile caracteristice sînt constante indiferent de ocurență. Sînt citate forme de cuarț drept, cuarț stîng, macle, îndeosebi macle Dauphiné. Cele mai persistente fețe sînt $(10\bar{1}1)$, $(10\bar{1}0)$, $(01\bar{1}1)$, urmate de $(11\bar{2}1)$, $(2\bar{1}\bar{1}3)$, $(4\bar{1}3\bar{1})$, $(6\bar{1}5\bar{1})$. În formațiunile banatitice sînt semnalate macle tabulare după $(11\bar{2}2)$, macla Dauphiné stîngă $(10\bar{1}\bar{0})$, $(10.0.\bar{1}0.1)$, $(60\bar{6}\bar{1})$, $(50\bar{5}\bar{1})$, $(40\bar{4}1)$, $(30\bar{3}1)$, $(10\bar{1}\bar{1})$, $(6\bar{1}5\bar{1})$, $(4\bar{1}3\bar{1})$ și macla Dauphiné dreaptă $(10\bar{1}0)$, $(60\bar{6}1)$, $(40\bar{4}1)$, $(30\bar{3}1)$, $(50\bar{5}3)$, $(10\bar{1}1)$, $(01\bar{1}1)$, $(51\bar{6}1)$, $(31\bar{4}1)$.

19. Calcedonia

Apare ca produs al activităţii hidrotermale de temperatură scăzută, ca gangă în unele filoane, precum şi sub formă de concreţiuni sau umplutură a unor druze, în legătură cu magmatismul ofiolitic, cu magmatismul banatitic şi mai ales cu magmatismul neogen.

20. Malachitul

Malachitul este un mineral legat de magmatismul mezozoic, de magmatismul banatitic sau de cel neogen. De regulă reniform, granular cu limonit, sideroză, calcopirită. Foarte răspîndit în cruste, mai rar în mase compacte, de asemenea cu limonit, azurit, ceruzit, anglezit etc. Malachitul se prezintă şi sub formă de cristale prismatice, fibros sau în agregate fasciculare.

21. Sideroza

Cristalele întîlnite prezintă habitus romboedric, iar feţele de romboedru ($10\bar{1}1$) sînt deseori curbe, uneori cu suprafaţa îmbricată. În formaţiunile neogene întîlnim de obicei cristale de 2—4 mm, de tip scalenoedru cu feţe caracteristice (0001), ($11\bar{2}0$), ($10\bar{1}1$), ($05\bar{5}1$), ($21\bar{3}1$), ($32\bar{5}1$). Uneor apare şi ca sferosiderit — cînd compoziţia chimică este mai complexăi

II. ASPECTE GEOCHIMICE

Pentru stabilirea unor particularităţi morfologice determinate de chimism, de existenţa unor elemente chimice specifice soluţiilor generatoare, s-au urmărit rezultatele analizelor spectrochimice, polarografice, gravimetrice ale elementelor majore şi minore (Cd, Co, Ni, As, Sb, Bi etc.) pentru acele minerale care au prezentat dimensiuni cuprinse între 0,5 şi 3 cm şi habitusul cristalografic cel mai frecvent.

Examinînd chimismul mineralelor descrise, se constată că, indiferent de tipul de formaţiune, componenţii majori apar prezenţi în procente foarte apropiate. Există unele variaţii cantitative legate îndeosebi de tipul de ocurenţă; întîlnim astfel cazuri cînd valorile procentuale arată concentraţii mai ridicate pentru elementele majore din mineralele aparţinînd formaţiunilor de tip neogen (tabelul nr. 5).

Deosebiri şi variaţii mai evidente apar în legătură cu conţinuturile în elemente minore din diferitele minerale, care deseori conduc la apariţia unor caracteristici genetice sau la apariţia unor microzonalităţi mai frecvent evidenţiate în formaţiunile filoniene.

Un examen privind comportarea elementelor minore impune, pentru început, concluzia că ele au în general o distribuţie uniformă. Studiile de detaliu conduc la unele aspecte interesante, în special la mineralele caracteristice formaţiunilor filoniene, la care se remarcă şi unele diferenţieri chimice cantitative legate de caracterul genetic, de adîncimea la care s-au format mineralele respective etc.

Tabelul nr. 5

Constituția chimică a principalelor minerale întîlnite în formațiunile de sulfuri legate de magmatismul mezozoic, banatitic și neogen

Mineral / Element	Blenda			Calcopirita			Galena			Pirita		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
1 Sulf (S) %	33	33	—	33	33	34	14	14 %	—	54	53	50
2 Zinc (Zn) %	65	52	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3 Fier (Fe) %	0,57	12	—	33	33	33	—	—	—	46	47	48
4 Cupru (Cu) %	—	—	—	31	30	33	—	2,00	—	—	—	—
5 Plumb (Pb) %	—	—	—	—	—	—	85	80	—	—	—	—

	Mispichel			Marcasita			Pirotina			Wolframit		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
1 Sulf (S) %	21	20	21	53	—	—	40	—	—	—	—	—
2 Fier (Fe) %	35	34	36	47	—	—	58	—	—	12,4	—	14,9
3 Mangan (Mn) %	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,2	—	4,6
4 Arsen (As) %	42	45	42	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5 Cobalt (Co) %	—	0,5	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—
6 Stibiu (Sb) %	0,5	—	0,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7 Wolfram (W) %	—	—	—	—	—	—	—	—	—	60,8	—	60

	Tetraedrit			Enargit			Bornit			Calcozina		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
1 Sulf (S) %	25	26	25	32	—	—	25	—	—	20	—	—
2 Cupru (Cu) %	37	37	57	49	—	—	63	—	—	80	—	—
3 Fier (Fe) %	2	3	—	—	—	—	11	—	—	—	—	—
4 Argint (Ag) %	2	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5 Stibiu (Sb) %	30	26	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6 Arsen (As) %	3	2	17	19	—	—	—	—	—	—	—	—
7 Zinc (Zn) %	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

I, Neogen; II, banatitic; III, mezozoic.

Pentru a se elucida această problemă au fost efectuate o serie de cercetări pe minerale (de anumite dimensiuni și forme cristalografice) și pe probe medii de concentrate.

Textura masivă și structura compactă a mineralului, ca și concreșterile adesea intime au micșorat numărul de minerale apte pentru aceste analize, limitîndu-se uneori numai la efectuarea unor analize calitative. În foarte multe cazuri a trebuit să se execute analize semicantitative necesare în special în urmărirea variațiilor elementelor minore pe tipuri genetice și pe verticală.

Studiul geochimic efectuat asupra cristalelor sau granulelor de sulfuri reprezintă o etapă necesară și esențială în efectuarea și conturarea unor ipoteze privind : caracteristica geochimică a mineralelor și a asociațiilor ; punerea în evidență a unor relații între sulfurile formate în condițiile magmatismului neogen, banatitic sau mezozoic ; posibilitatea de stabilire a unor corelații între elementele chimice prezente în cristale, forma și ocurența lor.

Pentru realizarea acestui scop s-a urmărit recoltarea de probe reprezentative pentru analize chimice și spectrale din zăcămintele cele mai caracteristice formațiunilor neogene, banatitice și mezozoice.

Rezultatele analizelor au fost prelucrate și urmărite comparativ cu ajutorul histogramelor și diagramelor binare.

1. CHIMISMUL CRISTALELOR DE BLENDĂ

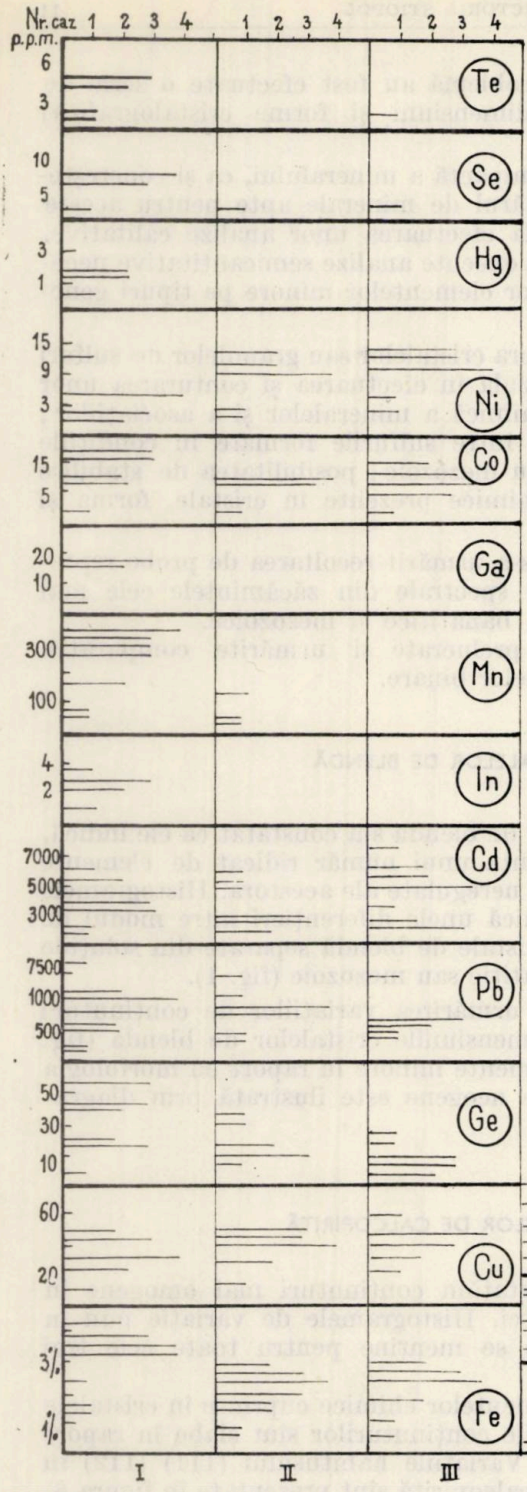
Urmărind chimismul cristalelor de blendă s-a constatat că ele indică, alături de elementele majore, prezența unui număr ridicat de elemente minore, precum și conținuturi foarte neregulate ale acestora. Histogramele de variație ale acestor elemente indică unele diferențieri între modul de includere și cantitatea reținută în cristale de blendă separate din soluțiile legate de magmatismul neogen, banatitic sau mezozoic (fig. 1).

Aspecte caracteristice apar la urmărirea variațiilor de conținuturi în elemente minore în raport cu dimensiunile cristalelor de blendă (fig. 2 și 3). Variația conținuturilor în elemente minore în raport cu morfologia cristalelor de blendă în formațiunile neogene este ilustrată prin diagramele din figura 14.

2. CHIMISMUL CRISTALELOR DE CALCOPIRITĂ

În general, în calcopirită constatăm conținuturi mai omogene în elemente minore decît în cazul piritei. Histogramele de variație pun în evidență această caracteristică care se menține pentru toate cele trei formațiuni studiate (fig. 4).

Examinîndu-se și variațiile elementelor chimice cuprinse în cristalele de calcopirită se constată că variațiile conținuturilor sînt slabe în raport cu dimensiunile cristalelor (fig. 5). Variațiile habitusului (111) (112) în raport cu dimensiunile cristalelor de calcopirită sînt prezentate în figura 6.



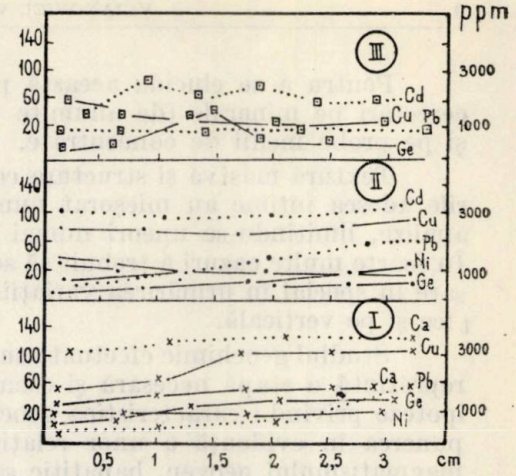


Fig. 2. — Diagramele de variaţie ale conţinuturilor în elemente minore în raport cu dimensiunile cristalelor de blendă.
I × — × — × neogen; II · — · — · — · banatitic; III ⊡ — ⊡ — ⊡ — ⊡ mezozoic.

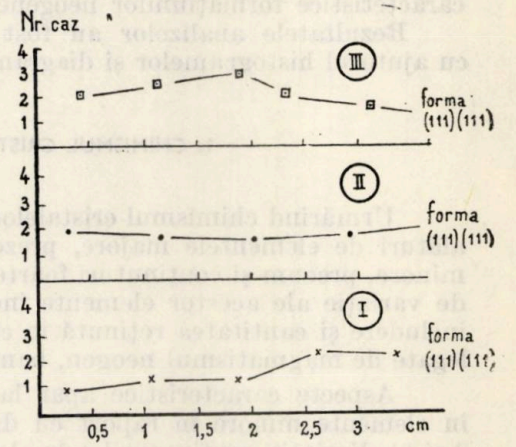


Fig. 3. — Diagrame de variaţie a formei (111 (111) în funcţie de dimensiunile cristalelor.

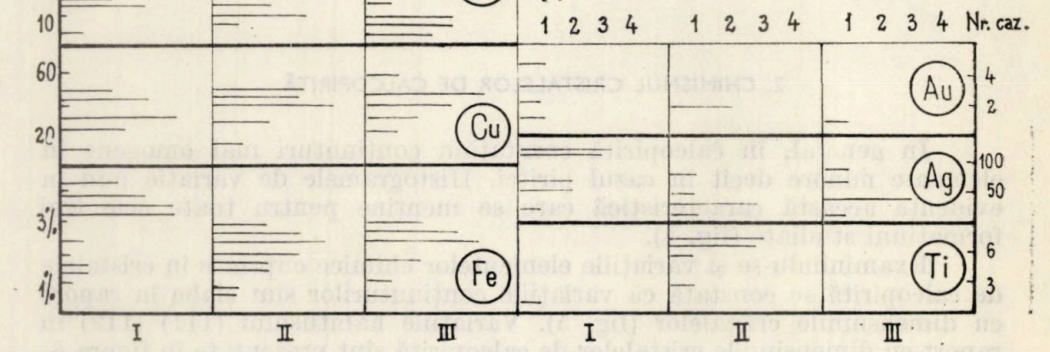


Fig. 1. — Histograme de variaţie a elementelor minore în cristalele de blendă din zăcămintele legate de magmatismul neogen (*I*), banatitic (*II*), mezozoic (*III*).

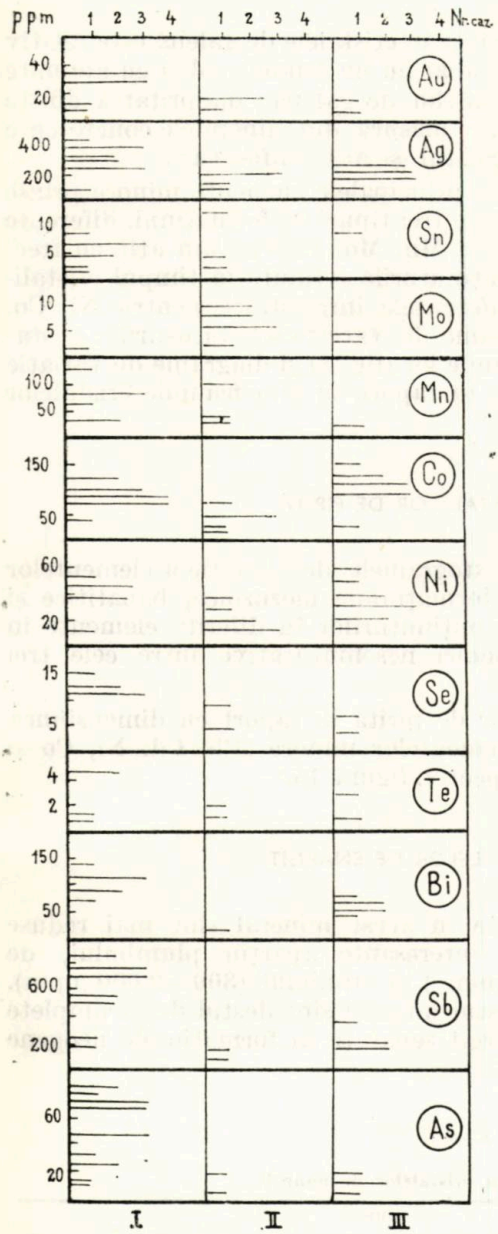


Fig. 4. — Histograme de variaţie a elementelor minore în cristalele de calcopirită din zăcăminte legate de magmatismul neogen (*I*), banatitic (*II*) şi mezozoic (*III*).

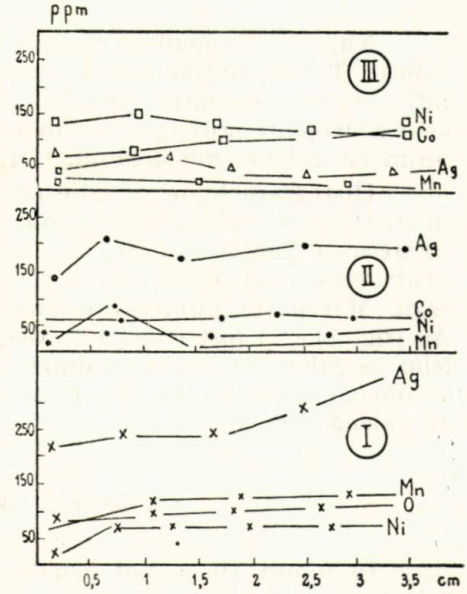


Fig. 5. — Diagrame de variaţie a conţinuturilor elementelor minore Ni, Co, Mn, Ag, în raport cu dimensiunile cristalelor de calcopirită (*I*, neogen ; *II*, banatitic ; *III*, mezozoic).

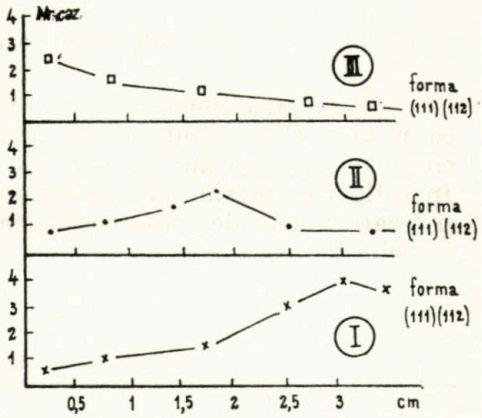


Fig. 6. — Diagrama de variaţie a habitusului (111) (112) al calcopiritei în raport cu dimensiunile lor.

3. CHIMISMUL CRISTALELOR DE GALENĂ

Numărul elementelor minore prinse în cristalele de galenă este relativ ridicat. Totuşi, puţine dintre acestea apar cu un anumit rol şi cu anumite influenţe în momentul separării cristalelor de galenă; majoritatea dintre aceste elemente provin, în cea mai mare măsură, din mineralele concrescute intim cu galena, mispichelul, tetraedritul şi alte sulfosăruri.

Histogramele de variaţie pentru principalele elemente minore prinse în cristalele de galenă arată, pentru cele trei tipuri de formaţiuni, diferenţe interesante pentru As, Sb, Bi, Se, Sn, Mn, Mo, în legătură atît cu frecvenţa acestor elemente, cît şi cu conţinuturile reţinute în timpul cristalizării. Mai puţin interesante sînt diferenţele înregistrate pentru Ni, Co, Ag (fig. 7). Au fost construite diagrame de variaţie a habitusurilor cristalelor de galenă în raport cu dimensiunile lor (fig. 8) şi diagrame de variaţie a conţinuturilor de As, Sb, Bi şi Ag în raport cu dimensiunile cristalelor de galenă (fig. 9).

4. CHIMISMUL CRISTALELOR DE PIRITĂ

În figura 10 se pot urmări histogramele de variaţie a elementelor minore din cristalele de pirită din formaţiunile mezozoice, banatitice şi neogene. Diagramele de variaţie a conţinuturilor în diferite elemente în raport cu dimensiunile arată deosebiri nesemnificative între cele trei tipuri de formaţiuni (fig. 11).

Variaţiile habitusului cristalelor de pirită în raport cu dimensiunea lor şi cu variaţiile conţinuturilor elementelor minore (Pb, Cd, Ni, Co şi As) sînt prezentate în figura 12, respectiv, figura 16.

5. CHIMISMUL CRISTALELOR DE ENARGIT

Elementele minore determinate în acest mineral sînt mai reduse ca număr. Conţinuturile cele mai interesante aparţin plumbului, de circa 1%, bismutului (300—1 000 ppm) şi staniului (300—2 000 ppm). Investigaţiile privind chimismul acestui mineral sînt destul de incomplete şi legate numai de cristalele de enargit separate în formaţiunile neogene (tabelul nr. 6).

Tabelul nr. 6

Constituţia chimică a cristalelor de enargit

Elementul / Formaţiunea	ppm						
	Pb	V	Bi	Sn	Zn	Ti	Ag .....
Neogen	1% ...	1 ...	300 ...	300 ...	2 000 ...	SLD ...	—
		7	1 000	3 000	3 000	SLD	—

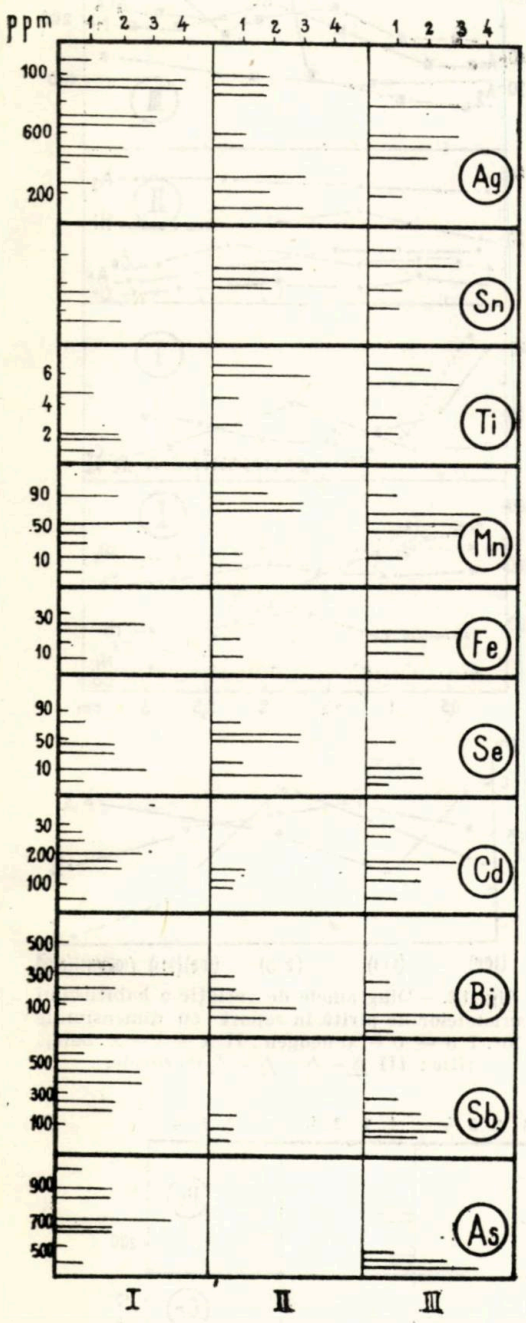


Fig. 7. Histograme de variație a elementelor minore în cristalele de galenă în mineralizațiile legate de magmatismul neogen (*I*), banatitic (*II*) și mezozoic (*III*).

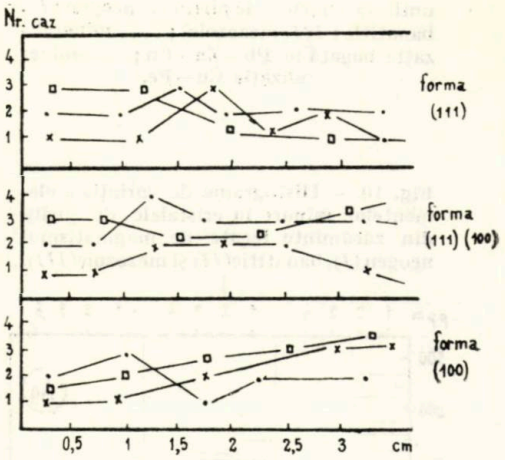


Fig. 8. — Diagrame de variație a habitusurilor (111), (100), (1$\bar{1}$1), ($\bar{1}$00) ale galenei în raport cu dimensiunile lor.

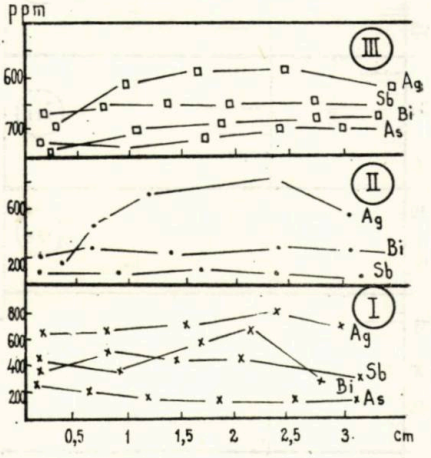


Fig. 9. — Diagramele de variație a conținuturilor elementelor minore As, Sb, Bi, Ag, în raport cu dimensiunile cristalelor de galenă (*I*, neogen; *II*, banatitic; *III*, mezozoic). × — × — × — × neogen; · — · — · banatitic; □–□–□ mezozoic.

→

Fig. 11. — Diagrama de variaţie a conţinuturilor elementelor minore Pb, As, Ni, Co, Cr, Cd, Ag, în raport cu dimensiunile cristalelor de pirită (*I*, neogen; *II*, banatitic; *III*, mezozoic); .... mineralizaţie bogată în Pb—Zn—Cu; ——mineralizaţie Cu—Fe.

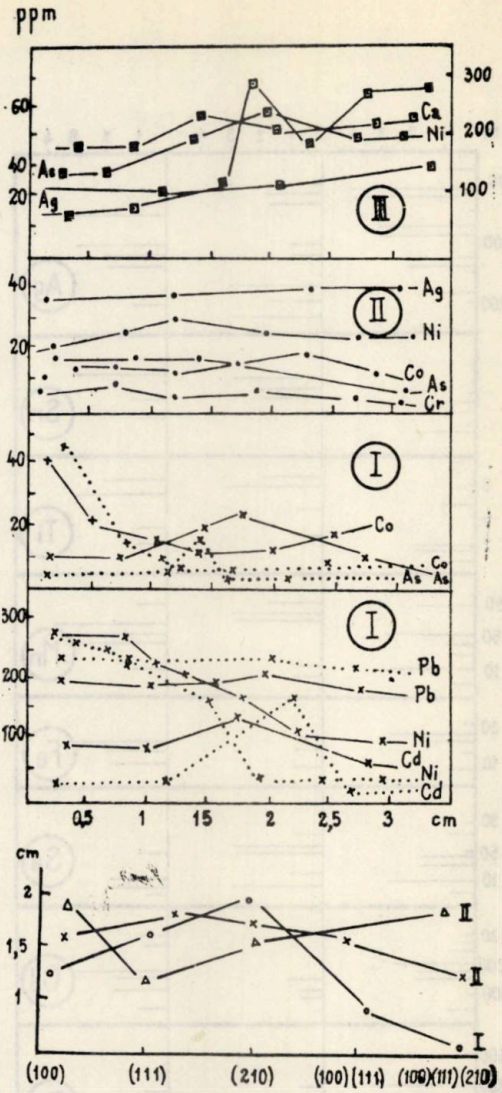
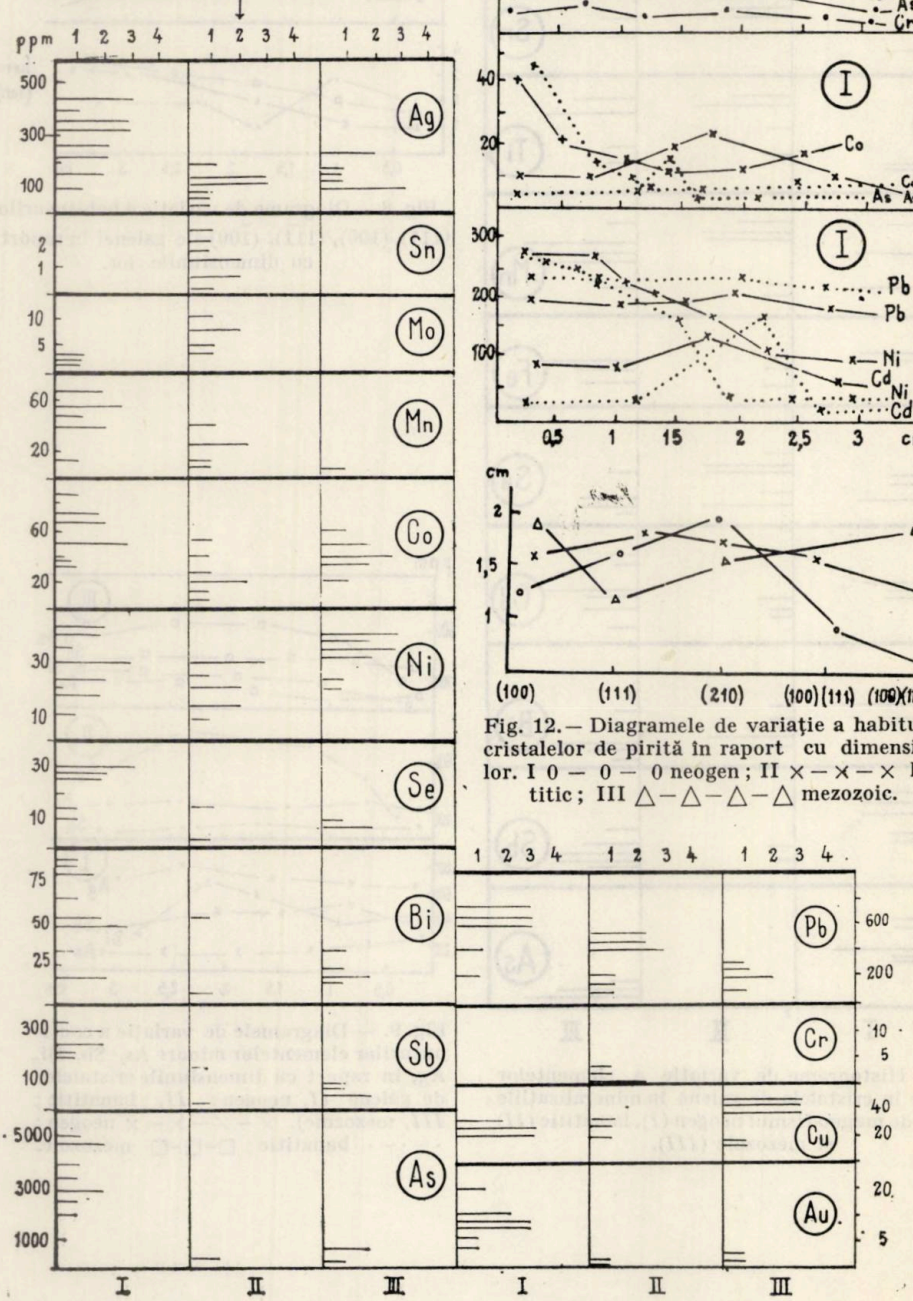


Fig. 12. — Diagramele de variaţie a habitusului cristalelor de pirită în raport cu dimensiunile lor. I 0 — 0 — 0 neogen; II × — × — × banatitic; III △—△—△—△ mezozoic.

Fig. 10. — Histograme de variaţie a elementelor minore în cristalele de pirită din zăcăminte legate de magmatismul neogen (*I*), banatitic (*II*) şi mezozoic (*III*).



6. CHIMISMUL CRISTALELOR DE TETRAEDRIT

Frecvența predominantă a concrețerilor de tetraedrit cu alte tipuri de sulfuri face dificilă urmărirea în detaliu a chimismului cristalelor. Numărul redus de analize pe granule de tetraedrit au arătat că și aici variabilitatea în conținut este foarte largă. Sînt permanent determinate conținuturi apreciabile în Ag (1—3,61%), Zn (1—2,9%), As (1—1,84%), la care se adaugă elemente minore de tipul celor întîlnite îndeosebi în calcopirite. În formațiunile neogene, varietatea cea mai frecventă este freibergitul. Mn este semnalat în cristalele de tetraedrit din formațiunile neogene, unde cîteodată poate arăta pînă la 1,3% Mn.

7. CHIMISMUL CRISTALELOR DE MISPICHEL

Determinările chimice pe probe de mispichel sînt foarte reduse ca număr. Din aceste analize rezultă că permanent în chimismul acestui mineral sînt prinse ca elemente minore Co, Ni, Cu, Sb (tabelul nr. 7).

Tabelul nr. 7

Constituția chimică a cristalelor de mispichel

Elemente / Formațiunea	ppm					
	Co	Ni	Sb	Cu	Mn	Au
Neogen	10—20	... 10—30	... 200—1500	... 200—2000	... 10	... 10—20

III. DISCUȚII

1. OBSERVAȚII CRISTALOGRAFICE

Cristalele de minerale din formațiunile mezozoice, banatitice și neogene nu se deosebesc fundamental între ele. Dezvoltarea lor se produce n mod similar, dezvoltîndu-se poliedre cu caracter izometric, așa cum s-a văzut pentru majoritatea mineralelor, sau prismatic, în special pentru mineralele nemetalifere. Formele cele mai frecvente semnalate pentru multe minerale metalifere sînt cele rezultate din combinațiile octaedru-dodecaedru romboidal, cub-octaedru, octaedru-tetraedru, octaedru-pentagonal.

Din analiza diagramelor de variație a habitusurilor în raport cu dimensiunile cristalelor rezultă:

a) — cristalele de blendă din toate tipurile de formațiuni arată frecvența maximă pentru forma (111) ($1\bar{1}1$);

— variația frecvenței acestei forme arată o constantă în raport cu dimensiunile cristalelor; slabă creștere se urmărește în formațiunile neogene, frecvența ridicată indicînd-o dimensiunile 2,5—3 cm (fig. 3);

b) — cristalele de calcopirită arată ca formă persistentă pentru toate formațiunile mezozoice, banatitice și neogene combinația (111) (112);

— variația acesteia în funcție de dimensiuni este deosebită de la o formațiune la alta: în mezozoic predomină cristalele mici și foarte mici, în banatitic frecvența maximă o au cristalele de dimensiuni intermediare, pentru ca în neogen să întîlnim maximum de frecvență în zona dimensiunilor 2,5—3 cm (fig. 6);

c) — cristalele de galenă de tip cub, octaedru și cub-octaedru sînt forme permanent citate ca prezente în toate formațiunile studiate;

— diagramele de variație arată: pentru forma (100) — frecvența maximă pentru dimensiunile mai mari de 3 cm, în formațiunile mezozoice; forma (100) (111) cu maximum de frecvență în zona dimensiunilor 1—2 cm pentru formațiunea banatitică; forma (111) cu maximum de frecvență pentru dimensiunea 2 cm, caracteristică formațiunilor filoniene legate de magmatismul neogen (fig. 8);

d) — cristalele de pirită din toate tipurile de formațiuni sînt dezvoltate izometric, iar combinațiile de fețe sînt în general aceleași pentru toate tipurile de cristale întîlnite, cu predominanța feței cubice în mezozoic, a feței (210) în neogen și banatitic;

— frecvențe ridicate mai apar pentru forma (100) (111) (210) în mezozoic și (111) în banatitic. Neogenul arată frecvența ridicată pentru formele cele mai simple (fig. 12).

2. MINERALOGIA ÎN CORELAȚIE CU CHIMISMUL MINERALELOR

Datele analitice privind elementele chimice reținute în diferitele cristale de minerale raportate la dimensiunile cristalelor sau la formele cristalografice (fig. 13, 14, 15, 16) confirmă următoarele idei:

a) Cristalele de dimensiuni mici indică valori ridicate pentru elementele chimice incluse în rețelele lor cristaline în comparație cu cristalele de dimensiuni mai mari pentru același mineral.

b) Variațiile cantitative în elemente chimice sînt determinate îndeosebi de condițiile existente în timpul procesului de creștere a cristalelor. Formele cristalografice cele mai numeroase, cu dezvoltarea cea mai largă, sînt legate de mineralele specifice formațiunilor banatitice, care, de regulă, prezintă și numărul cel mai scăzut în elemente minore. Forme cristalografice mai puține sînt întîlnite la mineralele din formațiunile neogene, unde numărul elementelor minore este ridicat. Tot aici semnalăm și cele mai variate impurități chimice.

c) Din prezentarea chimismului diferitelor minerale putem afirma că numărul elementelor minore semnalate este ridicat și că, permanent, există un număr mai mare pentru formațiunile neogene. Deosebiri esențiale apar îndeosebi la compararea conținuturilor cantitative existente în minerale. În acest sens constatăm, de asemenea, că cele mai ridicate conținuturi sînt legate de formațiunile neogene.

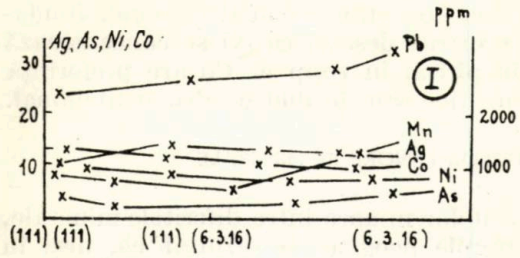


Fig. 13. — Diagramele de variaţie a conţinuturilor în Ni, Co, Ag, Pb, As, în raport cu forma cristalelor de calcopirită. I × — × — × neogen.

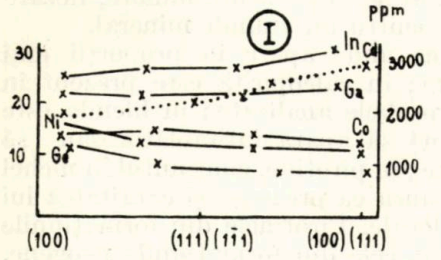


Fig. 14. — Diagramele de variaţie a conţinutului elementelor Cd, Ni, Co, In, Ga, în raport cu forma cristalelor de blendă. *I*, × — × — × neogen.

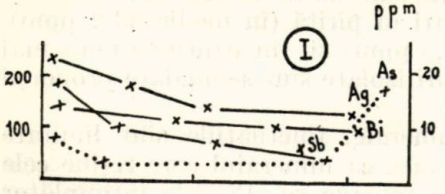
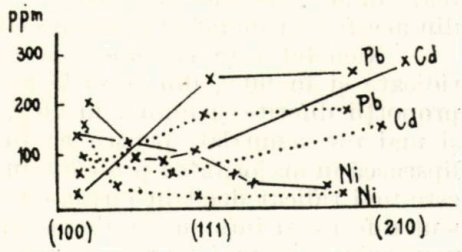


Fig. 15. — Diagramele de variaţie a conţinuturilor elementelor Ag, Sb, Bi, As, în raport cu forma cristalelor de galenă. *I*, × — × — × neogen.



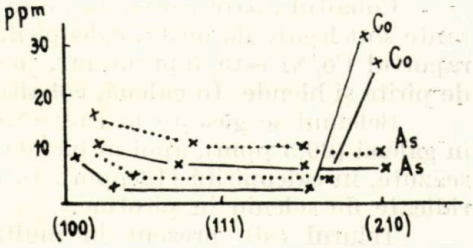


Fig. 16. — Diagramele de variaţie a conţinuturilor elementelor Pb, Ni, Co, Cd, As, în raport cu forma cristalelor de pirită. × — × mineralizaţie bogată în minereu de cupru. x.. . . . mineralizaţie bogată în blendă şi galenă.

d) Din numărul mare de elemente minore prezente în minerale, numai unele participă direct la constituirea reţelei cristaline a mineralului şi numai acestea ne pot da indicaţii mai exacte legate de condiţiile de formare ale lor, precum şi despre contribuţia lor la aspectele morfologice caracteristice mineralelor din formaţiunile urmărite.

e) Mineralele cele mai sărace în elemente minore sînt enargitul, mispichelul, galena, secondate de mineralele de gangă. Remarcăm că această însărăcire se constată la mineralele tîrzii, separate într-un proces normal de cristalizare, maximele calitative şi cantitative fiind atinse de mineralele separate în partea finală a seriei principale de depunere.

f) Permanenta prezenţă a unor tipuri de elemente în mineralele tuturor formaţiunilor arată că structurile mineralelor sînt apte de cuprindere a acestor elemente, diferenţierea cantitativă fiind funcţie îndeosebi de chimismul şi modul de evoluţie a soluţiilor generatoare.

g) Observaţiile chimice obţinute pe aceleaşi minerale, dar cu forme cristalografice variate, arată că fiecare element minor tinde să se concen-

treze în anumite tipuri cristalografice, fără însă a constitui reguli fundamentale. Astfel, spre exemplu, se remarcă deseori că Ni se concentrează în formele cubice ale cristalelor de pirită, în timp ce Co are preferinţă de a se concentra în cristalele octoedrice sau de dodecaedru pentagonal.

3. DISTRIBUŢIA ELEMENTELOR MINORE ÎN MINERALE

Urmărindu-se repartiţia elementelor minore între diferitele minerale, îndeosebi asupra celor din formaţiunile neogene, a rezultat că, deşi în toate mineralele studiate apar în general aceleaşi elemente minore, fiecare din acestea îşi manifestă însă preferinţa pentru un anumit mineral.

Nichelul este caracteristic piritelor, unde apare în proporţii mai ridicate şi în 90% din probele analizate; în calcopirită este prezent în proporţii diferite şi numai în 70% din probele analizate; în blendă este şi mai rar semnalat, pentru ca în galenă să apară întîmplător sau să lipsească în majoritatea probelor analizate; în pirotine, conţinutul în nichel este mai ridicat decît în pirite, cu menţiunea că prezenţa şi cantitatea lui sînt diferite şi influenţate de condiţiile locale. Pirotinele din formaţiunile mezozoice sînt mai bogate în nichel decît cele din formaţiunile neogene.

Cobaltul apare caracteristic în mai multe minerale; cantităţi interesante sînt legate de pirită, calcopirită şi blendă. În aceste minerale deseori raportul Co/Ni este supraunitar, proporţiile cele mai ridicate fiind legate de pirite şi blende. În galenă, cobaltul este sub limita de detectare.

Seleniul se găseşte în cantităţi mari în pirită (în medie 33,2 ppm), în galenă (29,3 ppm), apoi în blendă (20,5 ppm) şi, în cantităţi mult mai scăzute, în calcopirită (13 ppm). În cazuri izolate sînt semnalate proporţii ridicate de seleniu în pirotine.

Telurul este prezent în multe minerale, fluctuaţiile sînt limitate (5—15 ppm), iar galena poate fi considerată ca mineralul care reţine cele mai mari cantităţi din acest element în reţeaua sa. Piritele întîmplător conţin telur.

Bismutul este reţinut proporţional în galenă, urmată de calcopirită şi apoi de pirită, bournonit, mispichel şi blendă.

Cadmiul este repartizat între blendă şi galenă, fiind însă de circa 20 de ori mai abundent în prima. Conţinutul în cadmiu al blendelor este ridicat şi destul de constant în raport cu mediile conţinuturilor de pe glob.

Manganul, reţinut îndeosebi în blendă, este element permanent citat ca prezent în majoritatea mineralelor.

Staniul se găseşte în galenă şi calcopirită şi subordonat în pirită.

Indiul este caracteristic blendelor, iar conţinuturile variază în limite foarte largi; apar frecvente situaţii în care indiul este absent.

Dintre celelalte elemente minore cu importanţă redusă, molibdenul apare în unele probe de pirită şi calcopirită, titanul în blendă şi în unele galene, vanadiul în blendă, iar germaniul sporadic în calcopirită.

4. DISTRIBUŢIA UNOR ELEMENTE PE PROBE MEDII

Urmărindu-se repartiţia cîtorva elemente, ca Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Ge, pe probe medii din formaţiuni neogene s-au putut pune în evidenţă unele caracteristici geochimice.

În mineralizaţiile complexe în afara Ag, care urmează o repartiţie normală, toate celelalte elemente urmă prezintă repartiţii lognormale cu praguri de semnificaţie mici (0,01—0,05).

Coeficienţii de variaţie calculaţi indică o omogenitate relativ ridicată; excepţie apare la cupru, care are un coeficient de variaţie ($v \simeq 5\%$) ridicat în raport cu celelalte elemente.

O altă concluzie importantă este aceea că estimarea valorii medii cu ajutorul mediei aritmetice dă în majoritatea cazurilor valori mai mari decît estimarea cu ajutorul relaţiei determinate pe baza repartiţiei lognormale. Aceasta se datoreşte faptului că repartiţiile studiate sînt în majoritate asimetrice, cu asimetrie de stînga. În cazul Au, asimetria este mai pronunţată, iar abaterile între cele două valori estimate sînt mai mari. În unele zone, Zn şi Pb indică asimetrii mai mici, deci apar tendinţe de a se apropia de repartiţii normale.

În stabilirea corelaţiei dintre aur şi argint s-a constatat că între conţinuturile acestor două elemente există o relaţie exponenţială, astfel că logaritmii conţinuturilor de Au şi Ag se înscriu pe diagramă în jurul unei drepte. Valoarea coeficientului de corelaţie ($r = 0{,}96—0{,}93$), foarte apropiat de 1, indică o corelaţie satisfăcătoare pentru toate zonele luate în discuţie, ceea ce argumentează asupra prezenţei aurului sub formă adsorbită coloidal pe suprafaţa granulelor de minerale de argint.

Din examinarea corelaţiilor dintre zinc şi plumb constatăm existenţa unor corelaţii mai strînse în cadrul mineralizaţiilor polimetalice şi mai largă în cazul mineralizaţiei auro-argentifere.

Încercările de a se urmări corelaţii între aur sau argint cu zinc sau plumb în majoritatea cazurilor nu au condus la rezultate semnificative. Se pot semnala în mineralizaţiile auro-argentifere din zăcămîntul de la Şuior unele corelaţii între Au şi Pb şi mai rar între Au şi Zn, situaţie care ne îndreptăţeşte să presupunem o scădere a conţinutului în argint din soluţie, fapt care a determinat o legătură mai evidentă între depunerea Au şi a blendei, respectiv galenei.

Dimpotrivă, în mineralizaţiile polimetalice au fost deseori sesizate corelaţii între Ag şi Pb, acestea fiind o consecinţă a lipsei mineralelor argintifere independente. Saturaţia soluţiei în argint a permis apariţia unei legături între depunerea Ag şi a galenei.

S-a putut stabili corelaţii şi între germaniu şi argint. Valoarea coeficientului de corelaţie ($r = 0{,}80—0{,}95$) este satisfăcătoare, dar destul de largă.

5. CONCLUZII

Studiile mineralogice şi geochimice asupra principalelor minerale din formaţiunile mezozoice, banatitice şi neogene au condus la unele concluzii generale:

— dintre numeroasele minerale cunoscute puţine prezintă forme cristalografice idiomorfe;

— în timpul proceselor de formare a cristalelor se manifestă afinităţi diferite în adiţionarea unor elemente străine, dar aceste elemente reţinute în reţeaua cristalelor nu pot influenţa determinant apariţia unui anumit tip cristalografic al mineralului;

— variaţiile de formă sînt determinate îndeosebi de condiţiile fizico-chimice existente în soluţiile mineralizate, de fenomenele fizice care apar în timpul creşterii cristalelor, de gradul de concentraţie a soluţiilor şi de raportul de concentraţie stabilit între diferite elemente chimice prezente şi soluţia de cristalizare;

— majoritatea mineralelor conţin elemente minore, atît în reţeaua lor cristalină, cît şi în afara acesteia sub formă de impurităţi;

— impurităţile chimice influenţează puţin aspectul morfologic al mineralelor, variaţii mai evidente fiind legate de elementele minore substituite izomorf în reţeaua cristalină;

— cantităţile de elemente minore reţinute sînt determinate îndeosebi de condiţiile existente în timpul procesului de creştere a cristalelor (gradul de saturaţie a soluţiei hidrotermale în elemente străine, tipul atomic al elementelor coexistente în soluţie, temperatură, presiune, capacitatea reţelei de a accepta elemente străine în celula sa etc.), precum şi de diferitele momente de separare ale cristalelor, momente care corespund la etape de alimentare diferite ale soluţiilor mineralizate, la generaţii diferite ale mineralizaţiilor;

— repartiţia mineralelor este neomogenă în diferite formaţiuni;

— repartiţia cantitativă a elementelor minore în minerale este relativ dependentă de tipul de formaţiune; în schimb repartiţia calitativă este relativ aceeaşi;

— majoritatea elementelor chimice cercetate urmează repartiţii lognormale cu praguri de semnificaţie mici;

— absenţa unei microzonalităţi în cadrul mineralizaţiei banatitice, fapt care se reflectă şi prin repartiţia neuniformă a unor elemente minore;

— numărul mai mic de elemente minore în mineralele formaţiunilor banatitice ar fi consecinţa unei slabe diferenţieri chimice a soluţiei, fapt concretizat şi prin o constanţă a conţinuturilor în elemente minore în fiecare mineral;

— substituirile sînt permanent guvernate de variaţiile de temperatură, de gradul de concentraţie a soluţiilor în elementele citate ca substituente, de pH-ul, de potenţialul redox al soluţiilor, de presiunea şi de prezenţa altor elemente capabile să substituie simultan elementul major.

LES CARACTÈRES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES DE QUELQUES MINÉRAUX ASSOCIÉS AU MAGMATISME MÉSOZOÏQUE, BANATITIQUE ET NÉOGÈNE DE LA ROUMANIE

RÉSUMÉ

Les études minéralogiques et géochimiques sur les principaux minéraux des formations mésozoïques, banatitiques et néogènes ont mené aux conclusions suivantes :

— on connaît jusqu'à présent seulement quelques minéraux qui présentent des formes cristallographiques idiomorphes;

— au cours des processus de formation des cristaux, des affinités différentes se sont manifestées en ce qui est de l'addition des éléments

étrangers, mais ces éléments — retenus dans le réseau des cristaux — n'ont pas influencé d'une manière décisive sur l'apparition d'un certain type cristallographique du minerai ;

— les variations de forme ont été déterminées surtout par les conditions physico-chimiques des solutions minéralisées, par les phénomènes physiques manifestés pendant l'acroissement des cristaux, par le degré de concentration des solutions et par le rapport de concentration établi entre les différents éléments chimiques présents et la solution de cristallisation ;

— la plupart des minéraux comportent des éléments mineurs, autant dans leur réseau cristallin, qu'aussi bien en dehors de celui-ci ;

— les impuretés chimiques influent moins sur la morphologie des minéraux, ses variations plus évidentes étant déterminées particulièrement par la présence des éléments mineurs ayant subi la substitution isomorphe dans le reseau cristallin ;

— les teneurs en éléments mineurs retenus sont dépendantes surtout des conditions existant pendant le processus de l'accroissement des cristaux (le degré de saturation de la solution hydrothermale en éléments étrangers, le type atomique des éléments coexistant dans la solution, la température, la pression, la capacité du reseau de recevoir les éléments étrangers dans sa cellule réticulaire), de même que de différents moments de séparation des cristaux, correspondant à de différentes étapes d'alimentation des solutions minéralisées, à de différentes générations des minéralisations ;

— la répartition des minéraux n'est pas homogène dans les diverses formations ;

— la répartition quantitative des éléments mineurs dans les minéraux est en quelque mesure dépendante du type de formation ; en échange, la répartition qualitative est relativement la même ;

— la majorité des éléments chimiques étudiés observent des répartitions lognormales à petits niveaux de significations ;

— l'absence d'une microzonalité dans le cadre de la minéralisation banatitique, fait qui est rendu évident également par la répartition inégale de quelques éléments mineurs ;

— le nombre réduit d'éléments mineurs dans les minéraux des formations banatitiques serait la conséquence d'une faible différenciation chimique de la solution, qui a eu aussi comme suite l'ordre de grandeur assez constant des teneurs en éléments mineurs pour chaque minéral ;

— les substitutions sont toujours l'effet des variations : de la température, du degré de concentration des solutions dans les éléments cités comme substituts, du pH, du potentiel redox des solutions, de la pression et de la présence d'autres éléments capables de substituer simultanément l'élément majeur.

BIBLIOGRAFIE

CAMBEL B., IARKOVSCHI J. (1967), *Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslovakei, Vydavatestovo*, Slavensky akadèmie vied Bratislava.

GIUŞCĂ D., ERNESTINA VOLANSCHI (1971), *Contribuţii la studiul geochimic al blendelor şi galenelor*

din zăcămintele polimetalice alpine din România, St. cerc. geol., geofiz., geogr. Seria geologie, **16**, *1*.

MANILICI V., GIUŞCĂ D., STIOPOL V. (1965), *Studiul zăcământului de la Baia Sprie (regiunea Baia Mare)*, Mem. Com. Geol.

RĂDULESCU DAN, DUMITRESCU RADU (1966), *Mineralogia topografică a României*, Edit. Academiei, Bucureşti.

RANKAMA R., SAHAMA G. (1950), *Geochemistry*, Chicago.

STECLACI L. (1962), *Studiu mineralogic şi geochimic al regiunii Toroioaga — Baia Borşa*, Edit. Academiei, Bucureşti.

STIOPOL V. (1962), *Studiu mineralogic şi geochimic al complexului filonian din Munţii Tibeş*, Edit. Academiei, Bucureşti.

STIOPOL V., DRĂGHICI I. (1970), *Aspecte morfologice ale cristalelor de pirită de la Bucium Izbita (Munţii Metaliferi)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **15**, *1*.

SUNAGAWA I. (1957), *Variation in crystal habit of pyrite*, Rev. Geof. Survey of Japan, **175**.

Primit în redacţie la
4 noiembrie 1974

Academia Republicii Socialiste România
Universitatea Bucureşti
Facultatea de geologie-geografie

O NOUĂ STRUCTURĂ SUBVULCANICĂ NEOGENĂ ÎN PARTEA DE NORD-EST A MUNȚILOR METALIFERI (REGIUNEA BUCIUM)

DE

G. PITULEA, IOANA GHIȚULESCU

Cercetările întreprinse în anul 1972 în partea de nord-est a Munților Metaliferi (regiunea Bucium) au condus la conturarea unui corp subvulcanic, situat pe valea Brezăi și valea Bleantului (afluenți din zona de izvoare a văii Geamăna), care ocupă aproape o poziție centrală față de trei centre importante de erupții neogene, cărora li s-a asociat o intensă activitate metalogenetică : Bucium, Roșia Montană și Baia de Arieș.

În acest perimetru, încă din anul 1941, T. P. Ghițulescu și M. Socolescu au menționat existența unor formațiuni eruptive care ocupă însă o poziție aparte față de celelalte magmatite din teritoriu, repauzînd, evident, peste un relief de eroziune (Păltiniș, Hărăguș, Geamăna) (fig. 1).

Pe harta scara 1 : 75 000, care însoțește prima lucrare de sinteză asupra Munților Metaliferi (T. P. Ghițulescu și M. Socolescu, 1941), este figurat în valea Brezăi un afloriment de dacite hidrotermalizate fără a se face însă nici o referire asupra lui, în textul lucrării sus amintite.

În toate celelalte lucrări care au urmat (R. Ștefan și St. Cosma, 1959; R. Ștefan și colab., 1960—1963 [1]; 1969—1971 [2]) apariția din valea Brezăi nu este semnalată decît într-o hartă de sinteză din 1970 (R. Ștefan, Tr. Cristescu și Șt. Cosma) [3] cu aceeași configurație ca în lucrarea lui T. P. Ghițulescu și M. Socolescu din 1941. De asemenea, în textul care însoțește această hartă nu se face nici o referire asupra ei.

Aportul original adus de autorii acestei comunicări constă în faptul că au delimitat aria de răspîndire a dacitelor din valea Brezăi, care se dezvoltă pe o lungime de 1,6 km, apărînd și mai la sud, cu aceleași caractere, pe mai mulți afluenți ai văii Bleantului, demonstrînd totodată că sîntem în prezența unei structuri subvulcanice, poate cea mai mare din Munții Metaliferi, cunoscută pînă acum (fig. 1).

---

[1] R. Ștefan și colab. (1960—1963), *Rapoarte geologice de prospecțiuni în regiunea Bucium — Roșia Montană — Baia de Arieș*, arh. M.M.P.G.

[2] R. Ștefan și colab. (1969—1971), *Rapoarte asupra lucrărilor de sinteză geologică, geochimică și geofizică în regiunea Bucium — Roșia Montană — Baia de Arieș*, arh. M.M.P.G.

[3] R. Ștefan, Tr. Cristescu, St. Cosma, *Contribuții la cunoașterea structurii Munților Metaliferi de est. Caracterizare petrografică și tectonică*, comunicare la sesiunea I.G.P., 1970.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, NR. 1, P. 25 – 39, BUCUREȘTI, 1975

MORFOLOGIA CORPULUI SUBVULCANIC

Din datele de prospecțiuni a reieșit că acest corp eruptiv are caracter subvulcanic, eroziunea scoțîndu-l la zi, atît în lungul văii Brezăi și pe afluenții acesteia, pe circa 600 m lungime și 15—90 m lățime, cît și pe valea Bleantului și afluenții acesteia, pe circa 500 m lungime și 250 m lățime. Datorită eroziunii în lungul afluenților celor două văi și în special faptului că la nivelul actual de aflorare nu apar decît zonele de apex ale acestui corp subvulcanic, el prezintă un aspect neregulat (fig. 1). Aceasta este și mai bine ilustrată pe al treilea afluent drept al văii Bleantului, unde apare una dintre digitațiile sale, care scoate mai pregnant în relief morfologia neregulată a părții lui superioare, datorită pătrunderii magmelor în învelișul de sedimente cretacice, intens fracturate și brecifiate. Este un exemplu aproape unic în Munții Metaliferi în care eroziunea a lăsat conservate vîrfurile cele mai ridicate ale unui corp subvulcanic.

În lungul văii Brezăi corpul este orientat VNV-ESE, formînd o curbură în partea lui mediană, astfel că în valea Bleantului este orientat aproape nord — sud. Urmărind direcția și raporturile sale cu sedimentele cretacice, rezultă că cele două apariții din valea Brezăi și valea Bleantului constituie un corp unitar, de aproape 1,6 km lungime, acoperit, pe interfluviul dintre cele două văi, de depozitele flișoide albiene (fig. 1, 2).

Aspectul de străpungere a acestuia prin sedimentele cretacice s-a putut bine observa într-o derocare (D_1 valea Brezăi) executată la extremitatea sudică a apariției din valea Brezăi, unde corpul subvulcanic a scos din fundament, odată cu venirea sa, o fișie de sedimente apțiene (șisturi vineții cu intercalații subțiri de conglomerate și spilite piroclastice), singurul loc din acest sector unde apar sedimente de această vîrstă, în rest aflorînd numai depozite mai noi (albiene și senoniene). Aceste sedimente sînt puternic dislocate și frîmîntate, pe partea ventrală a corpului dezvoltîndu-se o zonă milonitică de circa 6—7 m grosime. O situație similară există și în extremitatea nord — vestică a corpului, unde de asemenea apar sedimente apțiene (fig. 3).

Intruziunea acestui corp a creat o tectonică magmatică, trădată de boltirea sedimentelor cretacice, care schițează un pseudoanticlinal, alungit pe direcția de aflorare a structurii subvulcanice.

În derocarea sus amintită și într-un puț executat pe flancul sud-vestic al corpului, la contactul cu sedimentele albiene, se observă înrădăcinarea acestuia spre sud-vest cu o înclinare de 78—80°. În extremitățile nord-vestică și sudică ale corpului se observă, de asemenea, foarte bine încastrarea lui sub aceleași depozite cretacice (fig. 2, profilul I — I′).

Un argument suplimentar privind caracterul subvulcanic al corpului este dat de șisturile cretacice foarte frămîntate care apar ca un petic, lăsat de eroziune pe spinarea lui, în valea Brezăi și pe interfluviul dintre aceasta și valea Bleantului (fig. 1, fig. 2, profilul III—III′).

Un aspect morfologic care trebuie reținut este faptul că acest corp aflorează între cotele de 970 și 1 005 m, adică sub nivelul de eroziune al timpului cînd au avut loc ultimele manifestații ale magmatismului subsecvent tardiv neogen din această zonă (panonian superior — cuaternar), aflat la altitudinea de peste 1 000 m (1 080—1 180 m).

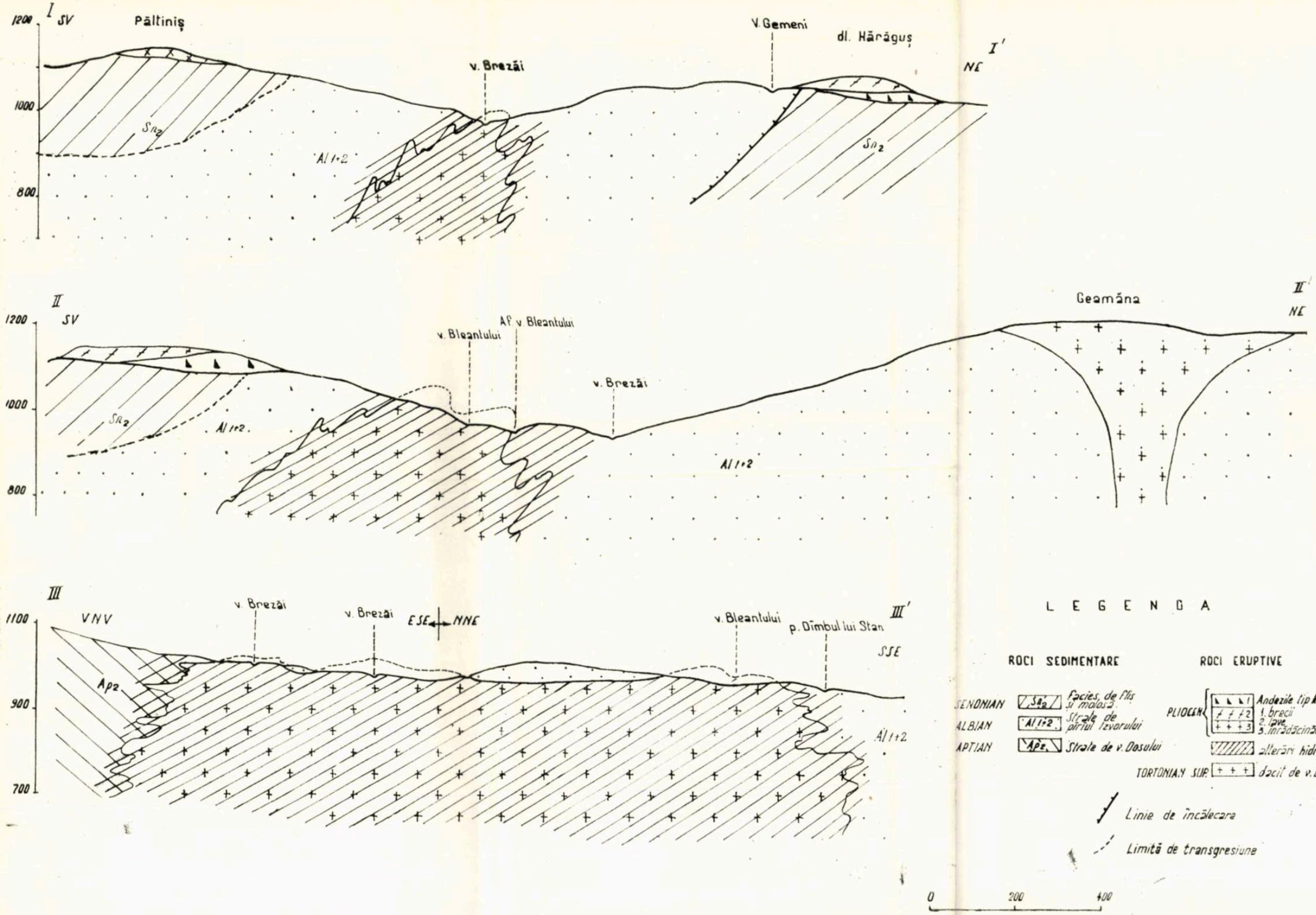


Fig. 2. — Secțiuni geologice ipotetice în zona corpului subvulcanic valea Brezăi — valea Bleantului.

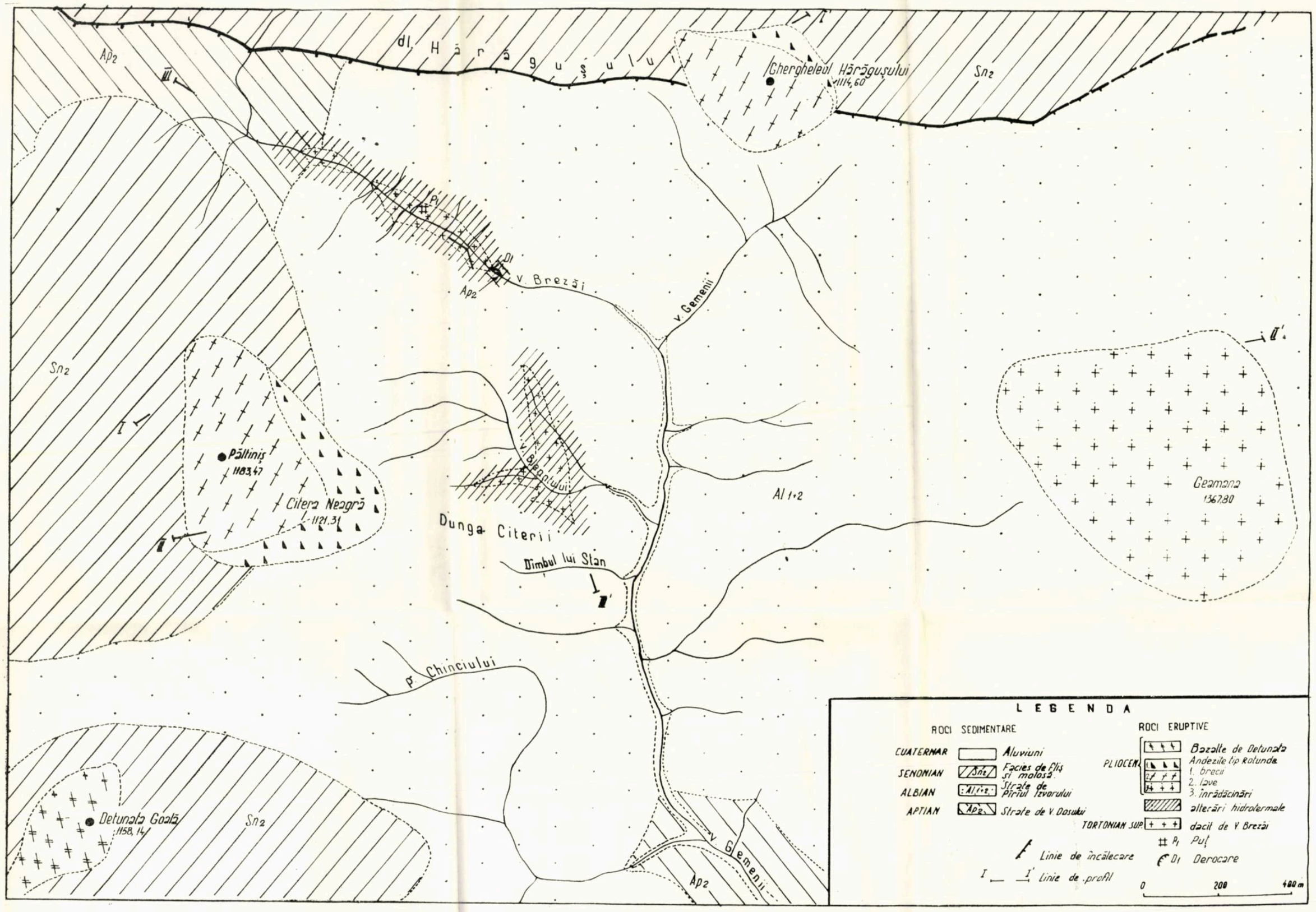
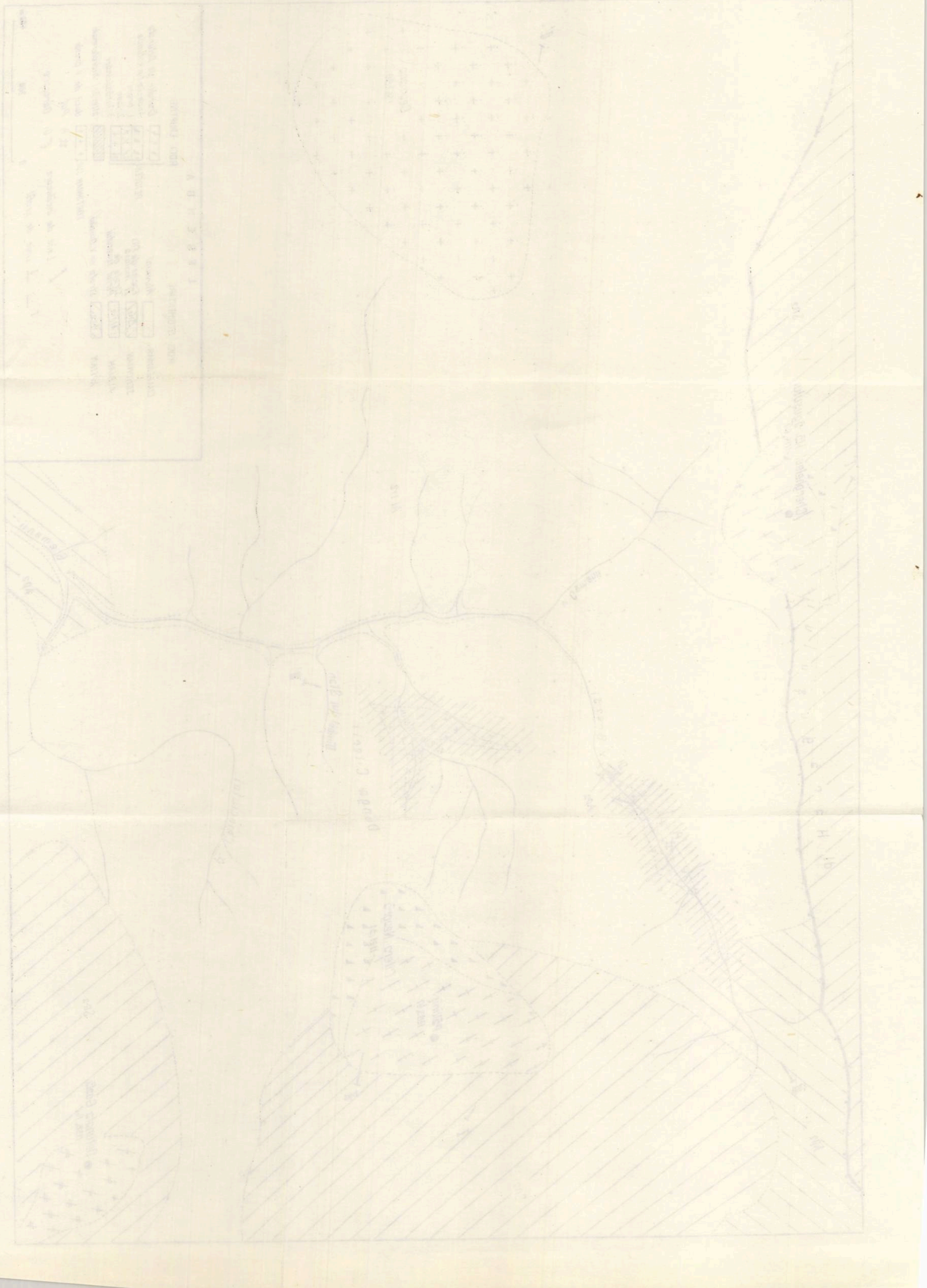


Fig. 1. — Schița geologică a zonei Geamăna — valea Brezăi — Păltiniș — Detunata — Goala (Munții Metaliferi) (după G. Pitulea, Ioana Ghițulescu și S. Bordea—sedimentarul), 1972 (date nepublicate).



De asemenea, trebuie evidențiat faptul că atît din datele de cartare, cît și din cele obținute prin lucrările miniere executate pînă în prezent, corpul subvulcanic se conturează ca o lamă, la fel ca și structura Poieni — Mușca, situată mai la nord-vest (andezitul mineralizat de Ruginoasa) [4], orientată NV-SE și pusă probabil în loc pe același sistem de fracturi profunde.

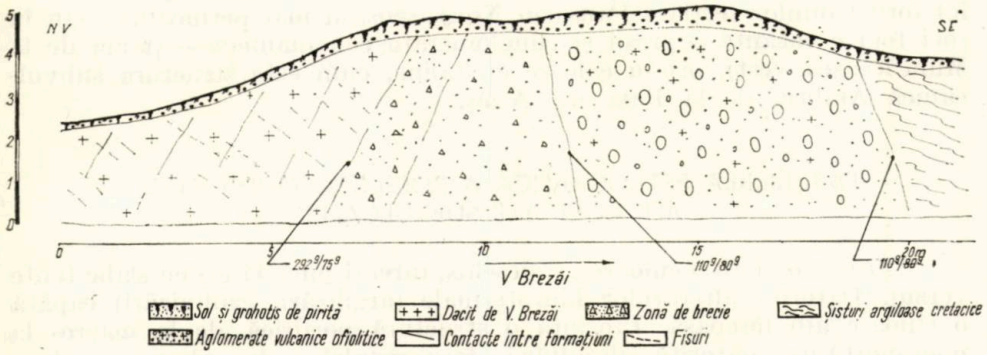


Fig. 3. — Derocarea nr. 1, valea Brezăi.

POZIȚIA CORPULUI SUBVULCANIC ÎN RAPORT CU NIVELUL DE EROZIUNE AL TIMPULUI

Determinarea poziției corpurilor subvulcanice în raport cu nivelul de eroziune al timpului, din momentul punerii lor în loc, are o importanță deosebită pentru aprecierea perspectivei lor metalogenetice.

Din datele de cartare foarte detaliate a reieșit că subvulcanul din valea Brezăi — valea Bleantului aflorează între cotele absolute de 970—1 005 m. Formațiunile eruptive cele mai apropiate, din Geamăna — Mămăligani, Hărăguș și Păltiniș, reprezentate prin piroclastite, în bază, pe alocuri asociate cu depozite vulcanogen-sedimentare, peste care repauzează lave andezitice, se dispun pe un paleorelief situat între 1 080 și 1 180 m. Mai la sud, formațiunile extracrateriale ale structurii vulcanice complexe Vîlcoi — Corabia repauzează peste un paleorelief, format din depozite cretacice, situat între cotele absolute de 1 200—1 300 m. Ținînd cont de faptul că aceste erupții au avut loc în sarmațian, iar cele din zona Geamăna — Mămăligani, Hărăguș și Păltiniș în panonianul superior, rezultă că între momentul punerii în loc a corpului subvulcanic din valea Brezăi — valea Bleantului, paralelizabil cu primele erupții ale ciclului II din Munții Metaliferi (dacitele de Cîinel — Roșia), care au avut loc în tortonianul superior, relieful existent în zona unde apare acest subvulcan era cu mult mai ridicat — cel puțin cu 150—200 m — , fiind erodat în intervalul de timp, de ordinul a cîtorva milioane de ani, dintre tortonianul superior și panonianul superior.

În concluzie, se poate estima că apexurile acestui subvulcan au ajuns pînă la cel mult 200 m sub suprafața de eroziune a timpului, fiind

[4] A. Gurău, T. Gridan (1972), *Raport privind studiul microtectonic preliminar al zăcămîntului cuprifer Roșia-Poieni, Munții Metaliferi (jud. Alba)*, arh. I.G.P.S.M.S.

prinse într-un complex de sedimente cretacice, care ulterior au fost îndepărtate de eroziune. Prin caracterul lor plastic, aceste sedimente (argile, șisturi argiloase, marne) au constituit o „cămașă" protectoare — ca un ecran — în calea mineralizatorilor, ceea ce permite aprecierea că faza hidatopneumatolitică ce însoțea această erupție a rămas captivă în corp. Prin aceasta se deosebește de celelalte corpuri cunoscute pînă acum în literatura privitoare la Munții Metaliferi, care s-au ridicat pînă la nivelul formațiunilor terțiare (Musariu Nou), sensibil mai permeabile, sau în roci foarte casante — gresii și conglomerate cenomaniene — (lama de la Muncăceasca vest), ori în calcare cristaline, cum este structura subvulcanică Ambru, de la Baia de Arieș.

DESCRIEREA PETROGRAFICĂ A ROCILOR COMPONENTE ALE CORPULUI SUBVULCANIC

Aceste roci au o culoare gri deschis, rareori pînă la gri cu slabe tente verzui. Datorită alterațiilor hidrotermale (argilizări, caolinizări) capătă o culoare alb făinoasă. Prezintă o structură porfirică, de la macro- la microporfirică, datorită dezoltării fenocristalelor de plagioclaz, biotit, cuarț și hornblendă, într-o pastă cu structură microcristalină, rareori mediu cristalină.

Pasta, care participă în proporție variind între 30 și 39% din masa rocii, este constituită din feldspat plagioclaz, cuarț, biotit și hornblendă și apare în general argilizată și opacitizată. În unele secțiuni subțiri s-a observat prezența unor sferulite, produse de cristalizare sau recristalizare a pastei, cu relief în general scăzut, avînd formă circulară, concentrică sau radiară, de dimensiuni egale. Prezența acestor sferulite confirmă caracterul acid al mezostazei, ele fiind în general caracteristice unor magme mai acide.

Dintre mineralele larg cristalizate, proporția cea mai mare o reprezintă feldspații plagioclazi (circa 42%), care se prezintă în cristale cu habitus prismatic, cu contururi idiomorfe și mai rar hipidiomorfe, avînd pînă la cîțiva milimetri lungime. Uneori prezintă incluziuni de apatit. În general sînt alterați — cu trecere în carbonați — argilizați, opacitizați. Cristalele proaspete prezintă adesea un proces de reacție marginal, cu formare de zone de feldspat și cuarț, cristalizate, sau o albitizare incipientă, peste care se suprapun alte procese de alterare mai tîrzii. Caracteristic lor este structura zonară, aproape nelipsită la majoritatea cristalelor din secțiunile subțiri studiate, peste care se suprapun macle după legea albit—Karlsbad (majoritatea) și mai puțin după legea albit sau Karlsbad. Numărul zonelor variază între 5 și 13, uneori chiar mai multe. Zonele au margini euhedrale, mai rar anhedrale, uneori provenind din centre de zonare diferite. Zonările sînt oscilatorii, atît normale cît și inverse (fig. 4).

Variația conținutului în anortit, pentru diferitele zone din același cristal, arată caracterul pulsatoriu și de recrudescență al fluxului magmatic. Determinarea conținutului de anortit în plagioclazi s-a făcut combi-

nat : prin metoda Feodorov şi a extincţiei maxime. Prin ambele metode s-a constatat că în indivizii zonaţi conţinutul de anortit variază de la 33% An la 55% An, pe cînd în cei nezonaţi variaţia este şi mai mare

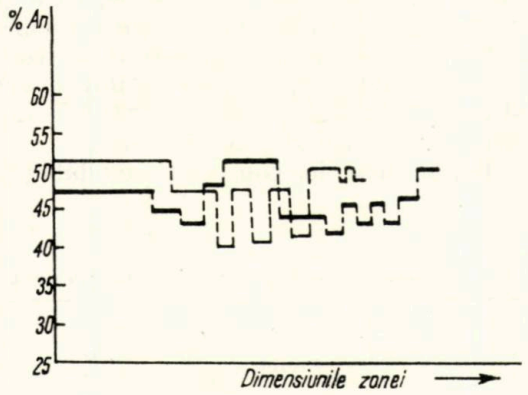


Fig. 4. — Variaţia compoziţiei feldspaţilor zonaţi din centru spre exterior.

(între 27 şi 60% An). Repartiţia procentuală a tipurilor de plagioclaz este următoarea :

oligoclaz bazic	10,67%
andezin acid	17,60%
andezin bazic	46,50%
labrador acid	25,23%
	100,00%

Variaţia conţinutului de anortit, în limite destul de largi, arată, de asemenea, împrospătarea cu topitură în timpul cristalizării magmei.

După predominanţa andezinului bazic şi a labradorului acid, roca s-ar plasa în cîmpul andezitelor cuarţifere şi nu în cel al dacitelor, aşa cum reiese din compoziţia mineralogică, structură şi compoziţie chimică (fig. 5).

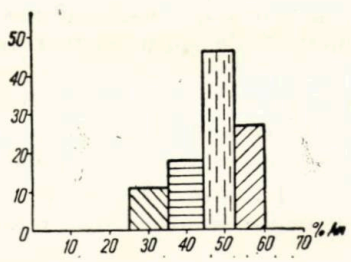


Fig. 5. — Variaţia conţinutului de An pe 70 de cristale de feldspat plagioclaz.

Cuarţul, mai greu observabil în pastă, este bine individualizat ca porfiroblaste, cînd atinge 3—4 mm mărime. Prezintă rareori contururi euhedrale iniţiale, apărînd în general rotunjit şi cu o coroană de reacţie în jur, la limita cu pasta rocii. Rareori conţine incluziuni de feldspat pla-

gioclaz. Alături de cuarțul primar se constată frecvent și prezența cuarțului hidrotermal, care se dispune pe fisurile rocii, atingînd uneori cîteva procente din masa acesteia.

Biotitul, uneori foarte alterat, alteori surprinzător de proaspăt, formează cristale scurt prismatice, care pe fețele de bază ating între 2 și 5 mm diametru și conțin uneori incluziuni de apatit, zircon și plagioclaz. De cele mai multe ori este opacitizat, sericitizat și chiar argilizat.

Hornblenda apare aproape întotdeauna total alterată (calcitizată, argilizată), păstrîndu-se doar conturul inițial în care uneori se observă resturi din incluziunile de plagioclaz.

Redăm mai jos compoziția modală (%) a acestor roci (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Compoziția modală (%) a dacitelor din valea Brezăi — valea Bleantului

Nr. crt.	Minerale	1 v. Brezăi	10 v. Bleantului	11 v. Bleantului	81 v. Brezăi	59 v. Brezăi	66 v. Brezăi	3 v. Bleantului
1	Feldspat	42	43	42	42	40	40	44
2	Biotit + hornblendă	9	7	8	7	10	8	8
3	Cuarț	13	11	12	11	10	10	12
4	Feldspat din sferulite	—	5	—	—	6	4	5
5	Minerale opace	1	1	1	1	1	1	1
6	Minerale accesorii	1	1	1	1	1	1	1
7	Pastă	33	33	36	39	33	36	30

CARACTERIZAREA PETROCHIMICĂ A MAGMEI ȘI ROCILOR

Rocile prezintă un chimism relativ apropiat, cu conținut de SiO_2 în jur de 60% (excepțiile se datoresc silicifierilor), Al_2O_3 (circa 17 %) și CaO (circa 6%), de asemenea ridicate, ceea ce este o caracteristică a magmelor acide din Munții Metaliferi (tabelul nr. 2).

Raportul K_2O/Na_2O este apropiat de normal, constatîndu-se absența unei îmbogățiri sensibile în K_2O, așa încît rocile și-au păstrat caracterul peleeitic.

În diagrama fm — al se constată că rocile sînt salice (fig. 6), iar raportul al-alk (fig. 7) arată caracterul subalcalin al acestora.

Caracterul calcic-aluminos reiese din diagrama Kp-Ne-Cal (fig. 8), pe cînd caracterul acid este relevat de diagrama Fo — Fa + Fs — Cs (fig. 9, tabelul nr. 3) în care majoritatea rocilor se situează în cîmpul magmelor granodioritice.

Norma C.I.P.W. confirmă faptul, observat și prin analizele microscopice, că aciditatea acestor roci se datorește în principal bogăției excepționale în SiO_2, care conduce la un exces de ordinul a 25—30% (tabelul nr. 4).

Tabelul nr. 2

Rezultatele analizelor chimice de silicați

Nr. crt.	Proba	SiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	FeO %	MnO %	MgO %	CaO %	K_2O %	Na_2O %	TiO_2 %	P_2O_5 %	S %	CO_2 %	H_2O^+ %	H_2O^- %
1	Pr.1 — v. Brezăi	64,50	14,60	2,33	2,05	0,11	1,10	4,25	1,93	2,13	0,45	0,06	—	urme		
2	Pr.10 — v. Bleantului	59,10	19,12	1,24	3,10	0,11	0,50	6,16	1,49	2,96	0,35	0,12	0,18	1,06	2,80	0,72
3	Pr.11 — v. Bleantului	61,60	18,00	0,52	3,10	0,05	1,30	5,88	1,44	3,25	0,30	0,11	0,15	1,22	2,36	0,68
4	Pr.81 — v. Brezăi	60,82	19,00	1,74	2,33	0,10	0,70	6,58	1,75	3,02	0,35	0,11	—	1,58	1,07	0,69
5	Pr.59 — v. Brezăi	56,16	17,64	1,17	3,49	0,11	1,70	6,44	1,49	2,96	0,35	0,09	0,02	3,64	3,41	1,15
6	Pr.66 — v. Brezăi	60,52	16,91	2,12	2,55	0,12	1,10	6,44	1,44	3,07	0,57	0,18	0,12	2,27	1,32	0,89

Tabelul nr. 3

Parametri de bază Niggli

Nr. crt.	Proba	Kp	Ne	Cal	Sp	Cs	Fo	Fa	Teph	Hz	Fs	Cc	Cp	Ru	Pp	Q
1	Pr.1 — v. Brezăi	7,91	13,50	14,30	2,99	—	1,92	2,76	0,15	—	2,78	—	0,22	0,37	—	53,10
2	Pr.10 — v. Bleantului	5,50	16,50	14,60	6,40	—	—	2,99	0,34	0,54	1,28	2,79	0,26	0,26	0,64	48,90
3	Pr.11 — v. Bleantului	5,50	19,10	10,55	—	1,28	3,16	3,40	0,14	—	0,72	3,42	0,305	0,245	0,55	51,65
4	Pr.81 — v. Brezăi	6,40	18,90	17,70	2,94	—	—	2,74	0,087	0,105	1,91	1,56	0,29	0,26	—	49,10
5	Pr.59 — v. Brezăi	5,85	17,50	5,50	5,64	—	1,07	4,52	0,15	—	1,30	10,21	0,26	0,28	0,07	47,65
6	Pr.66 — v. Brezăi	5,37	17,20	10,60	4,70	—	—	1,17	0,14	3,15	2,42	6,03	0,29	0,44	0,49	48,00

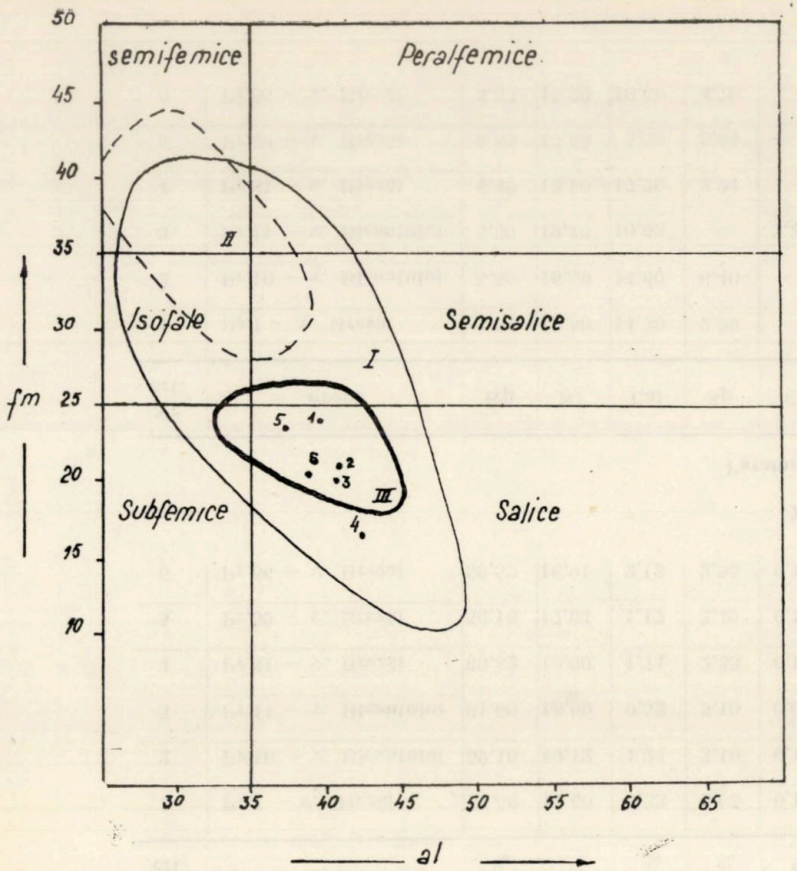


Fig. 6. — Diagrama fm — al pentru rocile eruptive neogene din ciclul II.

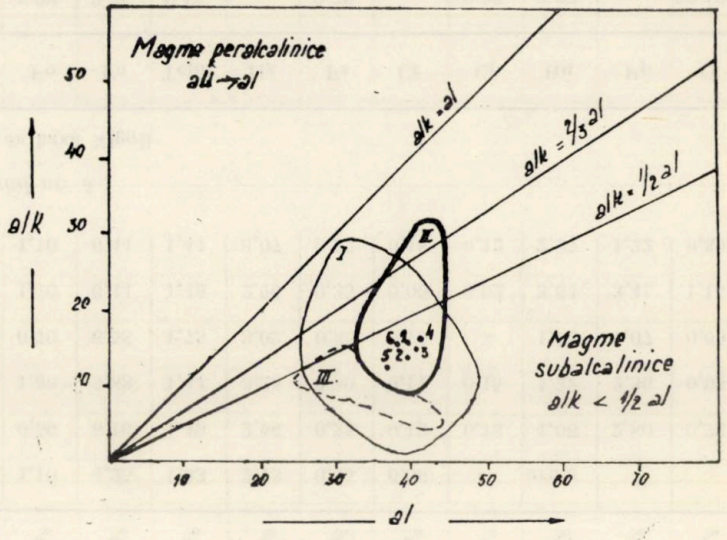


Fig. 7. — Diagrama alk — al pentru rocile eruptive neogene diu ciclul II.

Din contră, ortoza rezultată din norma calculată se găsește în proporție redusă (8—12%); în realitate este în proporție și mai mică, deoarece cea mai mare parte din K_2O este conținut în biotit. Aceiași parametri

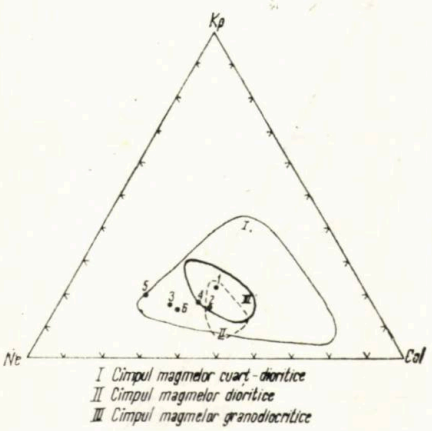


Fig. 8. — Diagrama Kp — Ne — Cal pentru rocile eruptive neogene din ciclul II.

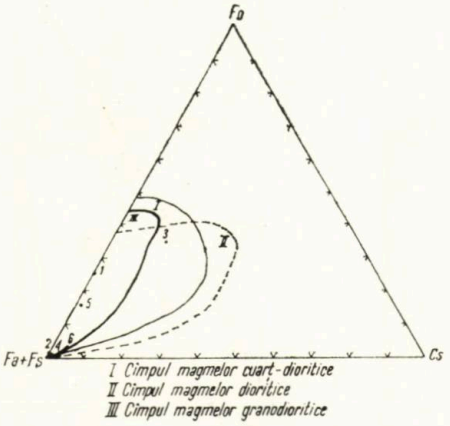


Fig. 9. — Diagrama Fo — Fa + Fs — Cs pentru rocile eruptive neogene din ciclul II.

indică bogăția în CaO, arătînd în consecință echilibrul dintre albit și anortit.

Suma albit + anortit prezintă valori ridicate în raport cu ortoza, astfel că în diagrama Q — A — P, magmele se plasează în cîmpul granodioritic (dacitic) (fig. 10).

Concluzia de ordin general este că rocile subvulcanului valea Brezăi — valea Bleantului sînt produsele unei magme granodioritice — cuarț dioritice cu conținut ridicat în SiO_2, de tip leucopeleeitic-peleeitic, confirmat și de valorile scăzute ale lui c și valorile crescute ale lui mg (tabelul nr. 4 și 5).

După compoziția mineralogică și chimică, precum și după caracterele structurale, aceste roci se paralelizează cu dacitele de Conțu, fiind deci echivalente ca vîrstă cu prima fază de erupție a neogenidelor din ciclul II al Munților Metaliferi (faza dacitelor de Ciinel — Roșia).

PROCESELE HIDROTERMALE

Pe lîngă procesele de alterare hipergene, trădate de existența unei pojghițe galben limonitice de cîțiva milimetri pînă la cîțiva centimetri grosime, ce apare pe o mare parte din zona de aflorare a corpului, rocile au suferit, aproape pe întreaga arie de dezvoltare a structurii, intense procese de hidrotermalism, care au fost urmărite, printr-o serie de lucrări miniere, pînă la 20 m adîncime.

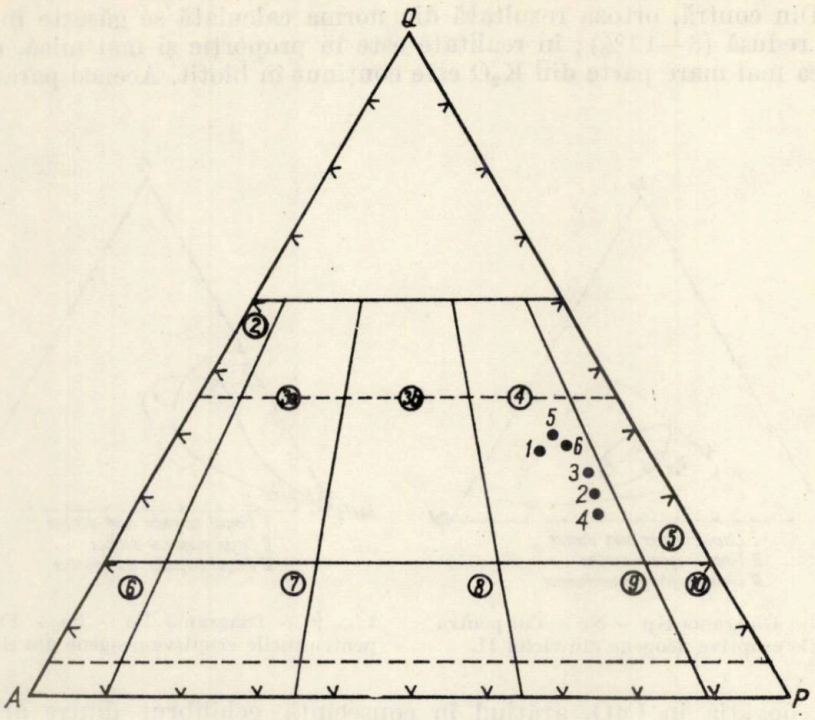


Fig. 10. — Diagrama Q A P.

2, Alcalirriolit; *3a*, riolit; *3b*, riodacit (curaț latit); *4*, dacit; *5*, cuarț-andezit; *6*, alcalitrahit; *7*, trahit; *8*, latit; *9*, latitandezit-latit-bazalt; *10*, andezit; bazalt.

Metamorfismul hidrotermal. Acest metamorfism s-a manifestat prin procesele de sericitizare și argilizare suferite de mineralele melanocrate, precum și printr-o intensă carbonatare, sericitizare, argilizare și caolinizare a feldspaților, atît din mezostază, cît și în porfiroblaste, încît roca a căpătat, pe suprafețe destul de întinse, o culoare alb făinoasă, caracteristică. Din această masă cu aspect caolinos s-au analizat, prin metode termice și de raze X [5], cîteva probe, care au confirmat prezența următoarelor minerale: illit (predominant), hidromice, sulfuri fin disperse și cuarț. Prezența illitului atestă acțiunea metamorfismului hidrotermal la care a fost supus corpul subvulcanic (fig. 11, 12). Silicifierea este dezvoltată prin apariția unor fisuri căptușite cu cuarț alb, uneori cenușiu, însoțit de obicei de o sulfură colomorfă, fin pulverulentă. Alteori, fisurile sînt căptușite cu calcit alb-gălbui, adesea în cristale romboedrice.

Metamorfismul hidrotermal este evidențiat pe alocuri și de raportul K_2O/Na_2O, cuprins între 1,35 și 4,8 (tabelul nr. 6), ceea ce arată un oarecare aport de potasiu din soluțiile hidrotermale și în special levigarea sodiului.

Procesele de metamorfism hidrotermal au condus la ștergerea contrastului de densitate dintre roca eruptivă și sedimentele în care este

[5] Analizele au fost efectuate de D. T o d o r, de la I.G.P.S.M.S., și respectiv, de F l o r i c a P o p e s c u, de la Institutul geologic.

Tabelul nr. 4

Norma C.I.P.W.

Nr. crt.	Proba	ap	il	or	ab	an	di	C	mt	hy	Cc	pp	q	Q	A	P
1	Pr.1 — v. Brezăi	0,128	0,788	12,482	20,980	22,582	—	1,18	2,25	5,71	—	—	34,10	37,5	13,5	49,0
2	Pr.10 — v. Bleantului	0,27	0,60	8,30	25,90	22,60	—	2,75	1,01	9,00	3,30	0,557	25,30	31,0	10,0	59,0
3	Pr.11 — v. Bleantului	0,269	0,539	8,22	28,05	19,13	—	2,35	0,53	9,13	3,73	0,473	27,70	33,10	9,9	57,0
4	Pr.81 — v. Brezei	0,28	0,62	10,22	26,40	27,54	—	1,19	1,49	5,43	1,83	—	25,00	28,0	11,5	60,50
5	Pr.59 — v. Brezăi	0,24	0,615	8,63	25,38	7,91	—	5,51	0,95	11,10	11,44	0,006	28,13	40,0	12,5	47,5
6	Pr.66 — v. Brezăi	0,27	0,98	8,15	26,18	16,45	—	2,74	1,76	5,87	6,85	0,43	30,32	30,0	10,0	52,0

Tabelul nr. 5

Parametri Niggli

Nr. crt.	Proba	al %	fm %	c %	alk %	si %	k %	mg %	Q %	L %	M %
1	Pr.1 — v. Brezăi	39,70	24,0	21,0	15,3	298	0,373	0,488	57,7	34,1	9,2
2	Pr.10 — v. Bleantului	40,95	21,1	24,10	13,85	215,3	0,250	0,454	48,2	40,0	9,8
3	Pr.11 — v. Bleantului	40,90	20,1	23,4	15,6	245,3	0,228	0,445	39,0	37,0	24,0
4	Pr.81 — v. Brezăi	42,0	16,6	26,2	15,2	231,0	0,276	0,345	49,55	43,7	6,75
5	Pr.59 — v. Brezăi	37,9	23,5	25,0	13,6	204,0	0,312	0,462	43,05	46,10	10,85
6	Pr.66 — v. Brezăi	38,7	20,5	25,5	15,3	238,0	0,235	0,428	50,0	41,3	8,7

intrusă, cît și la alterarea eventualelor elemente feromagnetice, ceea ce ar explica faptul că acest corp nu a fost surprins nici prin prospecțiunile gravimetrice (J. Andrei, 1962)[6] și nici prin cele aeromagnetice (Tr. Cristescu și colab., 1965)[7]

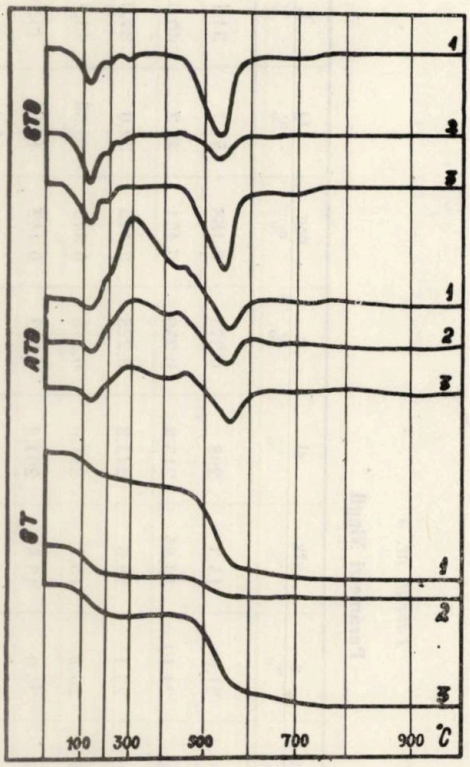


Fig. 11. — Rezultatele analizei termodiferențiale între 100 și 900°C (după D. Todor): *GT*, pierderea în greutate; *ATD*, analiza termică diferențială; *GTD*, derivata termogravimetrică. Minimele de la 150 și 550°C indică prezența ilitului, iar maximele din curbele ATD (300°C) a sulfurilor metalice.

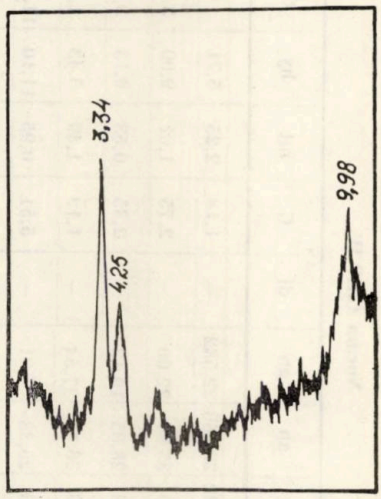


Fig. 12. — Difractograma analizei prin RX (după Florica Popescu). Valorile sînt exprimate în Å. Maximele de la 9,98 și 3,34 Å indică prezența illitului, iar cuplul de maxime 4,25 și 3,34 Å pe aceea a cuarțului.

Procesele de mineralizare. În legătură cu o fisurare intensă, care separă roca în blocuri („ploturi"), conferind corpului subvulcanic un caracter de semistoc, se dezvoltă silicifieri, carbonatări și piritizări (pe lîngă pirita idiomorfă, în cristale cubice de 1—2 mm mărime, este prezentă și o bisulfură de fier, pulverulentă, de culoare cenușiu-negricioasă).

[6] J. Andrei (1962), *Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice-magnetometrice din sectoarele nordic și vestic ale Munților Metaliferi, pentru localizarea aparatelor vulcanice*, arh. I.G.P.S.M.S.

[7] Tr. Cristescu, Al. Ștefănescu, C. Georgescu, Gh. Lascău (1965), *Raport asupra prospecțiunilor aeromagnetice în reg. M-ților Apuseni, Crișana, Baia Mare, vest Depresiunea Transilvană, Cîmpia Transilvaniei, Cîmpia Română și Depresiunea Getică*, arh. I.G.P.S.M.S.

Tabelul nr. 6

Rezultatele analizelor pentru K_2O, N_2O și B

Nr. crt.	Nr. pr.	Loc de recoltare	Elemente analizate			K_2O/Na_2O
			K_2O %	Na_2O %	B ppm	
1	1	Puț 1 v. Brezăi, m 3,8	2,41	0,83	200	2,91
2	2	Puț 1 v. Brezăi, m 4	1,87	0,59	150	3,18
3	3	Puț 1 v. Brezăi, m 6	1,93	1,35	200	1,35
4	4	Puț 1 v. Brezăi, m 6,4	2,24	1,00	200	2,24
5	83 B	Puț 1 v. Brezăi, m 7,5	2,03	0,43	130	4,80
6	1	v. Brezăi (50 m aval de puț nr. 1)	—	—	350	—
7	1 A	v. Brezăi (70 m aval de puț nr. 1)	—	—	375	—

Aceste piritizări sînt prezente în tot corpul, dar se observă și dezvoltarea de cuiburi de pirită, dispuse neregulat în masa rocii, ca efect al proceselor epigenetice. Notăm de asemenea prezența unor aureole de dispersie a borului și a sulfurilor de Cu, Pb, Zn, atestată de o serie de analize pe probe colectate atît din corp, cît și din sol.

Conținuturile în B sînt prezentate în tabelul nr. 6, iar cele în Cu, Pb, Zn, Au și Ag sînt subunitare.

Aceste conținuturi sînt interesante nu atît pentru valoarea lor în sine, ci ca un indiciu pentru aprecierea existenței unor concentrații economice în zonele mai profunde.

Aceste aprecieri se bazează și pe faptul că structurile înrădăcinate din Munții Metaliferi, care sînt afectate de procese hidrotermale, sînt aproape întotdeauna productive, constituind principalele surse de mineralizații, fie de tip porfir cuprifer, fie aurifer sau de sulfuri polimetalice (Poieni — Mușca, Baiaga — Hondol, Musariu Nou, Muncăceasca-vest, Ambru), cît și pe concluzia generală, rezultată din studierea acestora, că se observă o legitate în distribuția mineralizației pe verticală, în sensul că apexul lor este slab, sau deloc mineralizat, zona mediană cuprinzînd concentrații metalifere exploatabile, după care, în adîncime, urmează o zonă mai săracă.

CONCLUZII

Structura valea Brezăi — valea Bleantului prezintă un interes aparte, deoarece este un corp subvulcanic foarte puțin deschis prin eroziune, iar cercetarea lui în continuare va permite să se aprofundeze mecanismul prin care au fost puse în loc astfel de corpuri. În același timp, poziția lui în raport cu celelalte centre de erupție din Munții Metaliferi sugerează ideea că sub masa de sedimente cretacice este posibil să se găsească și alte corpuri subvulcanice, care nu au fost deschise de eroziune pînă în prezent.

Din punct de vedere practic, acest corp prezintă de asemenea un interes aparte întrucît a rămas captiv într-o „cămașă" de roci plastice și, printr-un fenomen de etuvă, a putut păstra în el toată faza hidatopneumatolitică, adică randamentul procesului de metalogeneză poate fi important.

UNE NOUVELLE STRUCTURE SOUS-VOLCANIQUE NÉOGÈNE DANS LA PARTIE NE DES MONTS METALLIFÈRES (RÉGION DE BUCIUM)

RÉSUMÉ

Les auteurs présentent une nouvelle structure sous-volcanique néogène qu'ils ont délimitée pendant la campagne de 1972, du côté NE des Monts Métallifères (région de Bucium).

Le corps sous-volcanique affleure sur une longueur de 600 m sur 15—20 m de largeur dans le ravin de Brezăi, et de 500 m longueur sur 250 m de largeur dans le ravin de Bleantului. Sur la crête située entre ces deux ravins, ainsi que dans le ravin de Brezăi, cette structure est couverte de sédiments crétacés albiens, fortement bréchifiés et disloqués, apparaissant comme des lambeaux sur le dos du corps sous-volcanique. La morphologie de celui-ci a un aspect irrégulier, dû surtout au fait qu'un niveau actuel d'affleurement il n'apparaît que ses zones d'apex.

Le corps affleure entre les côtes absolues de 970—1 005 m; il est orienté WNW — ESE, dans la vallé Brezăi, et presque N — S dans la vallée de Bleantului, ayant une inclinaison apparenté de 78—80° SW.

La roche constituante présente une structure porphyrique; on y voit des cristaux de quartz, souvent bipyramidés, du biotite, parfois alteré, et du feldspath plagioclase (de l'oligoclase basique jusqu'au labrador acide) à fréquentes structures zonaires, souvent maclées d'après la loi albite et karlsbad ou combinées, albit-Karlsbad, dans une mézostase à structure microcristaline (30—33% de la masse rocheuse) ou, à part les minéraux cités ci-dessus, on trouve de l'amphibole, presque totalemente altérée.

L'étude pétrochimique de ces roches, basée sur 6 analyses chimiques complètes, a révélé une composition caractéristique pour les magmas acides des Monts Métallifères, en moyenne 60% SiO_2, 17,5% Al_2O_3 et 6% CaO. Le rapport K_2O/Na_2O montre un caractère péléeitique, tandis que les caractères salique, sous-alcalin et calcique-alumineux sont révélés par les paramètres fm-al; al-alk; Kp-Ne-Cal (fig. 7, 8, 9). Le caractère acide est aussi mis en évidence par les paramètres Fo-Fa + Fs — Cs (fig. 10) ainsi que par la norme CIPW. La somme ab + an présente des valeurs élévées par rapport à l'orthose (8—12%); dans le diagramme Q — A — P les magmas se situent dans le champ granodioritique (dacitique) (fig. 11).

La conclusion est donc que ces roches sous-volcaniques ont été générées par un magma granodioritique — quartz dioritique, avec un contenu élevé en SiO_2, du type leucopéléeitique-péléeitique (tableau 4).

La composition minéralogique et chimique, ainsi que les caractères structuraux indiquent que ces roches sont semblables aux dacites de Conțu appartenant aux néogénides du cycle II des Monts Métallifères (la phase des dacites de Cîinel-Roșia).

Sur une surface étendue de la zone d'affleurement, les roches présentent divers degrés de métamorphisme hydrothermal, révélés par

la séricitisation et l'argilizisation des éléments mélanocrates, ainsi que par une intense transformation (surtout la carbonatisation) des feldspaths-porphyroblastes et microlithes dans la pâte. Le rapport K_2O/Na_2O montre par endroits des valeurs accrues, par un apport de potasse et une lévigation de la soude.

Les processus de minéralisation dus à l'action hydrothermale ont été facilités par une intense fissuration du corps et ont donné lieu à des silicifications, des carbonatisations et des pyritisations, ainsi qu' à des auréoles de dispersions avec B, Pb, Zn, Cu et Ag (tableau 6).

Pour une appréciation de la perspective métallogénétique de la structure, les auteurs analysent sa position par rapport au niveau de la surface et montrent qu'au moment de la mise en place du corps sous-volcanique le relief se trouvait à un niveau plus élevé d'au moins 200 m par rapport à la côte actuelle d'affleurement (970—10 005 m). En même temps, ils remarquent que les sédiments crétacés dans lesquels a pénétré le corps (schistes argileux et marneux) ont constitué, par leur caractère plastique, un « manteau » protecteur — comme un écran — sur le parcours des minéralisateurs, ce qui permet de supposer que la phase hydratopneumatholitique est restée captive dans le corps.

Egalement, en tenant compte de l'expérience acquise dans les gisement localisés dans des corps sous-volcaniques des Monts Métallifères, indiquant une différenciation de la minéralisation sur la verticale, dans le sens que leur apex est faiblement ou pas du tout minéralisé, la zone médiane comprenant des concentrations métallifères exploitables, suivies d'une zone d'appauvrissement en profondeur, les auteurs sont arrivés à des conclusions favorables au sujet de la perspective pour l'existence d'une minéralisation productive dans le nouveau corps sous-volcanique ; aussi suggèrent-ils de recherches par des forages profonds.

BIBLIOGRAFIE

Ghiţulescu T. P. (1934), *Distribution de la minéralisation dans la gisements d'âge tertiaire de Transylvanie*, Bull. Soc. Roum. Géol., **II**.

Ghiţulescu T. P., Socolescu M. (1935), *Relations entre la tectonique et la metalogenèse dans le quadrilatère aurifère des Monts Apuseni*, Congr. Int. Mines, Mèt. Géol. appl., Paris, **VII**.

Ghiţulescu T. P., Socolescu M. (1941), *Étude géologique et minère des Monts Metallifères*, An. Inst. geol. Rom., **XXI**.

Ghiţulescu T. P., Socolescu M., Giuşcă D. (1938), *Études géologiques et minières dans le quadrilatère aurifère (Monts Apuseni)*, C. R. Inst. géol. Roum., **XXII**.

Ghiţulescu T. P. Giuşcă D. (1938), *Contribution a l'étude de la mineralisation des gisements de Bucium*, Acad. Roum., Bull. Sect. Sci., **XX**.

Ghiţulescu T. P. şi colab. (1965), *L'éruptif des Monts Métalifères dans le cadre de l'orogenèse alpine*, Carp. — Balk. Geol. Assoc., VII. Congr., Sofia, Raports, **III**, 1965.

Ghiţulescu T. P. Borcoş M. (1966), *Încadrarea funcţională a magmatismului alpin din Munţii Metaliferi*, St. cerc. geol., **11**.

Ianovici V., Giuşcă D., Ghiţulescu T. P., Borcoş M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969), *Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi*, Edit. Academiei, Bucureşti.

Ştefan R., Cosma St. (1959), *Cercetări geologice-petrografice în regiunea Bucium — Roşia Montană*, D. S. Inst. geol., **XLVI** (1958—1959).

Primit în redacţie la 7 iulie 1974

Întreprinderea geologică de prospecţiuni pentru substanţe minerale solide

CERCETĂRI PETROGRAFICE ASUPRA TUFULUI DE DEJ ÎN REGIUNEA BISTRIȚA— BÎRGAIE (JUD. BISTRIȚA-NĂSĂUD)

DE

I. MÂRZA, I. CHINTĂUAN

Orizonturile tufurilor vulcanice din Bazinul Transilvaniei au fost în atenția geologilor încă din primele etape ale cercetării acestei unități (Fr. Pošepny, 1887; J. Szádeczky, 1914, 1916, 1917), acordîndu-li-se importantul rol de nivele stratigrafice reper în coloana litologică a sedimentelor neogene extrem de monotone (marne, argile, nisipuri). Intercalate sedimentelor neogene din cuprinsul bazinului, se deosebesc nivele cineritice locale și regionale; ultimele prezintă un deosebit interes științific și practic, între care tufui de Dej (situat la baza badenianului) în primul rînd, ceea ce ne-a condus la studiul complex al acestuia, inițiat pe sectoare (I. Mârza, 1965; I. Mârza și L. Gábos, 1970). În prezenta lucrare ne ocupăm de regiunea Bistrița-Bîrgaie, tufui în studiu fiind menționat aici de R. Ciocîrdel (1952).

Tufui de Dej reprezintă cea mai importantă acumulare de material cineritic din Bazinul Transilvaniei, impunîndu-se atît prin extindere (apare aproape continuu în bazin, la zi sau la o anumită adîncime după cum indică datele de foraj), cît și prin grosime (zeci și chiar sute de metri) (I. Atanasiu, 1953; Aug. Vancea, 1960).

Investigații recente de teren și laborator ne-au furnizat interesante date privitoare la metodologia de cercetare a tufurilor și, implicit, caracteristici petrografice inedite asupra componenței diferitelor nivele ale tufului de Dej de la Susenii Bîrgăului (dealul Cireșului) și Cepari (pîrîul Hotărelului), puncte situate la 22 km unul de altul (fig. 1). În cele ce

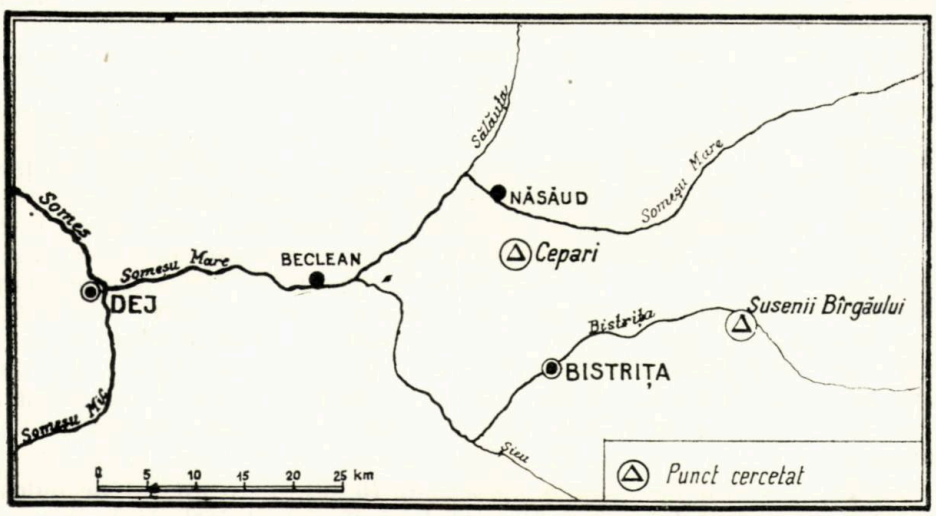


Fig. 1. — Schiță geografică cu punctele cercetate.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, NR. 1, P. 41–52, BUCUREȘTI, 1975

urmează, redăm descrierea petrografică detaliată a coloanelor litologice din punctele menţionate şi concluziile ce se impun.

PROFILUL DE LA SUSENII BÎRGĂULUI (DEALUL CIREŞULUI)

Tuful de Dej aflorează masiv în dealul Cireşului, situat în dreapta văii Sărata, tributară Bistriţei ardeleneşti. Structural, orizontul de tuf se dispune monoclinal, cu cădere spre vest, din care motiv versantul drept (concordant) al văii reprezintă o suprafaţă structurală cu aflorimente aproape continui. Aici sînt deschise cîteva cariere cu interes local; întrucît exploatarea urmăreşte numai un anumit nivel de tuf, nu s-a prins baza orizontului, motiv pentru care coloana litologică prezentată este incompletă.

Din bază spre partea superioară a orizontului de tuf se identifică următoarele nivele (fig. 2):

Tuf cristalovitroclastic (5 m grosime, fără să se prindă baza), de culoare cenuşie cu pete verzui şi structură grosieră. Matricea rocii este constituită din sticlă vulcanică (60%; tabelul nr. 1, proba 1) de culoare brună deschisă, dispusă ca o masă omogenă, în care rareori se individualizează fragmente de sticlă net conturate. Local se remarcă fenomene de anizotropie optică, evidenţiind părţi recristalizate, şi transformări în seladonit, seladonitului asociindu-i-se de regulă pelicule de limonit rezultat în urma oxidării acestuia. Principalii componenţi minerali sînt feldspaţii plagioclazi, cuarţul, ortoza şi biotitul, mai rar apare hornblendă verde şi minerale accesorii (zircon, apatit, orthit, magnetit).

Plagioclazii (26—28 % An) se prezintă ca fragmente de cristale cu marginile zdrobite şi zimţate, maclate polisintetic. Adesea manifestă o structură zonară discretă, ceea ce constituie o notă particulară a plagioclazilor din rocă, presupunînd o variaţie atenuată a conţinutului în An%. Cristalele sînt proaspete, conţin incluziuni de biotit, apatit şi prezintă frecvent dovada unei coroziuni magmatice. Dimensiunea cristalelor este cuprinsă între 1,0 × 0,75 mm şi 0,15 × 0,20 mm. Cuarţul apare ca fragmente colţurate şi fisurate, cu extincţie normală şi frecvente urme de resorbţie magmatică. Dimensiunile cele mai mari se menţin în jurul valorii de 0,6 × 0,8 mm. Ortoza este de obicei antrenată într-un proces incipient de caolinizare, spre deosebire de plagioclazi care apar întotdeauna proaspeţi. Biotitul se dispune în masa rocii sub formă de lamele îndoite, recunoscîndu-se în toate cazurile un început de alterare (baueritizare şi limonitizare). Dimensiunile lamelelor variază între 0,12 × 0,04 mm şi 0,75 × 0,3 mm. Extrem de rar se observă la microscop fragmente mici de hornblendă verde (0,06 × 0,24 mm), zircon (0,06 × 0,1 mm) atît în pasta sticloasă, cît mai ales ca incluziuni în biotit împreună cu apatit. Sporadic apar cristale euhedrale de orthit intens pleocroic (N_p = brun deschis, N_m = brun, N_g = brun intens, roşietic) (pl. I, fig. 1).

Tuf vitrocristaloclastic şi vitroclastic (5 m). Este un tuf de culoare verzuie, la partea inferioară cu structură vitrocristaloclastică dispus în plăci; pe verticală trece treptat la un tuf vitroclastic cu desprindere concoidală, fără limită distinctă faţă de partea inferioară a nivelului.

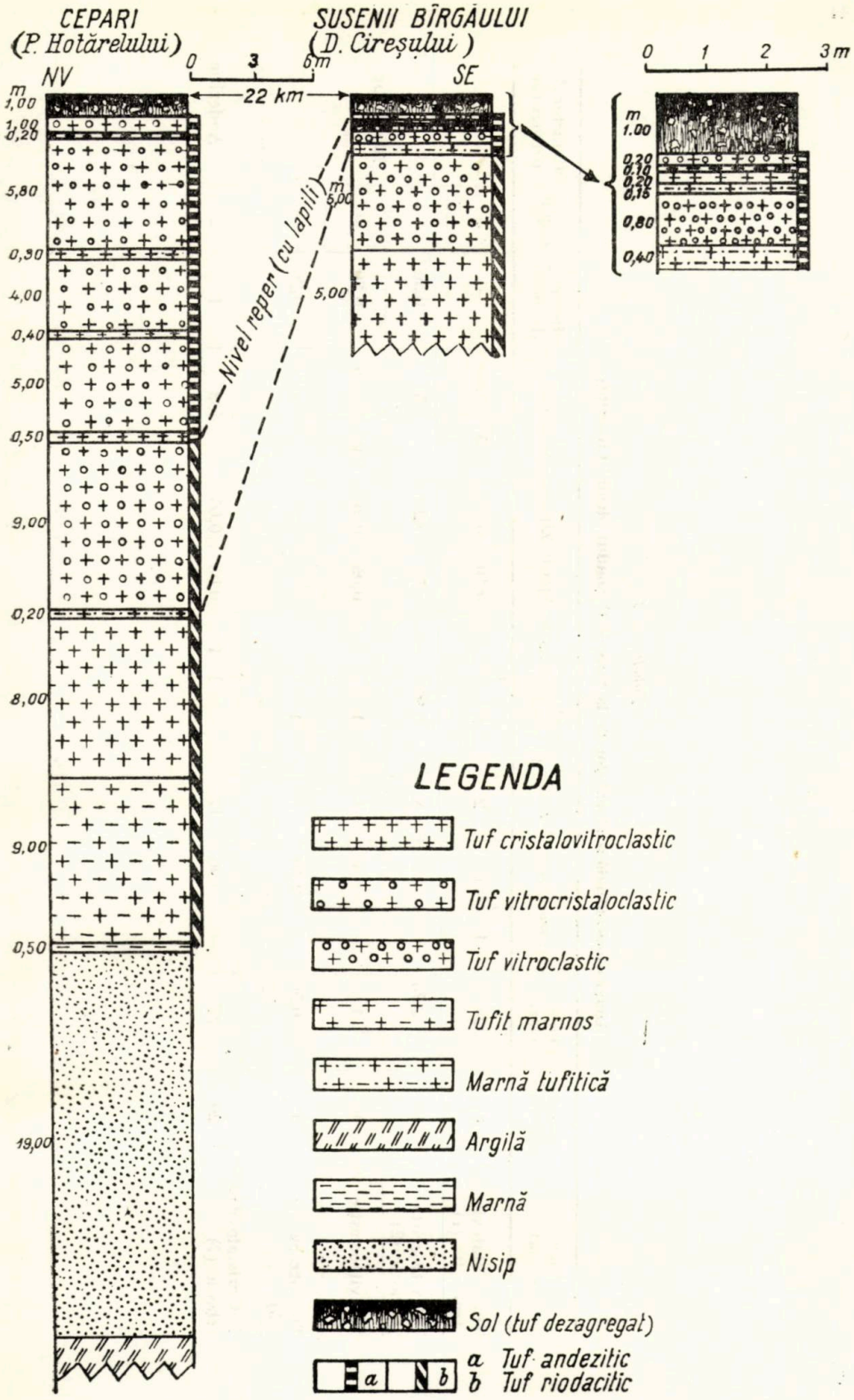


Fig. 2. — Coloane litologice prin orizontul tufului de Dej.

Tabelul nr. 1

Analiza procentuală a cineritelor de la Susenii Birgăului (dealul Cireşului)

Roca (proba)	Sticlă vulcanică	Plagio-clazi	Ortoză	Cuarţ	Biotit	Hornblendă verde	Augit	Apatit	Zircon	Orthit	Calcit	Magnetit (limonit)	Lapili	Caracterul petrografic
Tuf cristalovitroclastic (1)	60	20	1	15	2	1	—	0,10	0,05	0,05	0,80	—	—	Riodacitic
Tuf vitrocristaloclastic (2)	70	3,75	—	12	8	0,50	—	0,05	0,20	—	5	0,50	—	
Tuf vitroclastic (3)	90	1	—	5	1	1	—	0,05	0,20	0,05	1,40	0,30	—	
Tuf vitroclastic (5)	95	0,50	—	2,50	—	1	—	—	0,10	—	0,70	0,20	—	
Tuf cristalovitroclastic (7)	20	25	—	5,90	12	—	1	0,05	0,05	—	33	1	2	Andezitic

Tuful vitroclastic este constituit din fragmente fine de sticlă (0,06 × 0,12 mm), conținînd sporadic cuarț, feldspați (0,06 × 0,10 mm), biotit și hornblendă comună (tabelul nr. 1, proba 2). Local, sticla trece în seladonit (pl. I, fig. 2). Pe verticală, cantitatea de vulcanocristale se reduce treptat, roca devine vitroclastică, fragmente de cristale apărînd ca excepție (cuarț, hornblendă verde, biotit). La microscop se pun în evidență numeroase țesturi de foraminifere (globigerine).

Marnă tufitică (0,4 m) de culoare cenușie deschisă. Cimentul rocii, constituit din calcit criptocristalin (45%), înglobează fragmente de cristale vulcanoclastice (plagioclazi — 0,06 × 0,13 mm, cuarț, fragmente de hornblendă verde — 0,06 × 0,25 mm, cele mai mari, și biotit).

Tuf vitroclastic de culoare verzuie (0,80 m), compus aproape exclusiv din fragmente de sticlă vulcanică (90—95%, tabelul nr. 1, probele 3,5) de dimensiunea sutimilor de milimetri (0,06 × 0,03 mm).

Marnă tufitică (0,15 m), bogată în foraminifere; sporadic conține fragmente fine de sticlă vulcanică.

Tuf cristalovitroclastic (0,20 m). Se dispune peste marne tufitice și reprezintă un nivel reper, remarcat prin grosime redusă, structură grosieră și culoare cenușie închisă.

Roca are structură psamitică (cristalovitroclastică), fiind constituită din fragmente de sticlă vulcanică vacuolară, mai rar fibroasă (1,5 × 1,2 mm), și din diverse cristale (plagioclazi, cuarț, piroxeni) și lapilii (tabelul nr. 1, proba 7). Plagioclazii (40—48 % An) se prezintă în cristale prismatice (0,45 × 1,3 mm și 0,06 × 0,15 mm) intens fisurate, cu suprafața proaspătă, dar frecvent corodate magmatic, păstrînd incluziuni de magnetit, apatit și bule gazoase orientate în sensul alungirii cristalelor. Ca fenomen secundar se remarcă rareori calcitizarea plagioclazului. Granule de cuarț (0,25 × 0,35 mm) cu extincție normală apar extrem de rar în rocă. Relativ frecvent se află cristale de augit cu secțiuni prismatice (0,45 × 1,0 mm) și octogonale (0,15 × 0,20 mm) caracteristice (pl. I, fig. 3). Cristalele sînt slab pleocroice : N_p = pal verzui, N_m = brun—verzui pal și N_g = verzui-gălbui. Spre deosebire de feldspați și cuarț, augitul suportă un grad mai atenuat de fracturare, dar este adesea parțial calcitizat. Ca minerale opace, tuful conține, sporadic, granule de magnetit (0,10 × 0,15 mm).

Lapilii. Roca conține o cantitate apreciabilă de lapili (circa 2—5%). Majoritatea au formă eliptică, mai rar subrotundă sau aproape triunghiulară, avînd marginile neregulate sau ușor dantelate și dimensiuni aproape egale, în jur de 1,5 × 0,8 mm ∅. În ce privește structura, se recunosc lapili constituiți dintr-o pastă hialitică, hialopilitică și pilotaxitică, conținînd microlite de plagioclazi (0,020 × 0,07 mm), orientate sau suborientate, și uneori oxizi de fier; pasta conține și cristale mai dezvoltate de feldspați plagioclazi (0,20 × 0,40 mm) cu așezare subparalelă, avînd un conținut de 45—50% An (pl. I, fig. 4); extrem de rar apar lapili cu hornblendă verde. Lapilii hialitici conțin cristalite (margarite). Potrivit caracterului structural-textural și compoziției mineralogice, lapilii menționați corespund unor lave andezitice și provin dintr-o sursă comună, deosebirile microtexturale — de la hialitic la pilotaxitic — datorîndu-se condițiilor și momentului în care a avut loc consolidarea în timpul explo-

ziei. Fragmentele hialitice s-au consolidat brusc în timpul proiectării lavei în aer, în timp ce lapilii cu microlite de plagioclazi conţineau deja cristale ca fază solidă în momentul exploziei, unele numai „microlite", altele în schimb şi „fanerite".

Tufit marnos (0,10 m). Roca se caracterizează printr-o masă carbonatică în care apar sporadic fragmente de sticlă vulcanică, feldspaţi şi cuarţ.

Tuf vitroclastic (0,20 m) cu structură pelitică, de culoare verde, solificat la partea superioară, încheie profilul din dealul Cireşului, ceea ce denotă lipsa părţii superioare a coloanei litologice a orizontului de tuf. Matricea hialoclastică conţine rareori cristale aşchiforme de plagioclazi şi hornblendă verde (0,04 × 0,15 mm).

PROFILUL DE LA CEPARI (PÎRÎUL HOTĂRELULUI)

Versantul drept al pîrîului Hotărelului (cursul inferior) formează o deschidere naturală de peste 60 m înălţime, în care aflorează masiv tuful de Dej dispus peste marne, în baza cărora se află un strat de nisipuri (19 m grosime). Coloana litologică ridicată în acest punct indică următoarea succesiune (fig. 2):

Marnă cenuşie gălbuie (0,50 m). Se situează în baza orizontului de tuf şi conţine o bogată microfaună şi characee. Sporadic apar granule subrotunde de cuarţ (0,05 × 0,07 mm), lamele fine de clorit, biotit, muscovit şi granule de zircon.

Tufit marnos (9 m). Tufitul are structură pelitică şi culoare verzuie. În secţiuni subţiri se remarcă o masă hialină (dimensiunea fragmentelor de sticlă fiind în jur de 0,03 × 0,12 mm) şi calcit criptocristalin care înglobează fragmente mici de plagioclazi, hornblendă (0,06 × 0,10 mm), biotit şi cuarţ.

Tuf cristalovitroclastic (8 m). Roca este compactă şi are pigmentaţie verzuie. Pasta vitroasă este omogenă, manifestînd recristalizări şi treceri locale în seladonit; seladonitizarea are loc în majoritatea cazurilor sub formă difuză, mai rar conturată, cînd antrenează anumite fragmente de sticlă în care agregatele criptoseladonitice se dispun de obicei „margaritiform", în sensul microtexturii fibriforme a vitroclastitelor. Vulcanocristaloclastele prinse în matricea vitroasă au în majoritate forme angulare şi sînt reprezentate prin cuarţ (0,40 × 0,60 mm), plagioclazi (0,30 × 0,75 mm şi 0,06 × 0,10 mm dimensiunile maxime şi minime), avînd componenta anortitică între 20 şi 28%, hornblendă verde (0,08 × 0,15 mm), biotit (0,10 × 0,20 mm). Între mineralele accesorii sînt prezente zircon şi apatit ca incluziuni în feldspaţi, precum şi orthit (0,05 × 0,10 mm) (tabelul nr. 2, proba 4).

Marnă tufitică (0,20 m), bogată în foraminifere.

Tuf vitrocristaloclastic (9 m). Roca are culoare verzuie şi se dispune în plăci de 2—5 cm grosime. La microscop se remarcă fragmente de cuarţ, feldspaţi plagioclazi, ortoză şi foarte puţină hornblendă verde şi orthit; se constată de asemenea microstratificaţia ritmică marcată de straturi vitroclastice şi cristalovitroclastice. Compoziţia mineralogică procentuală este redată în tabelul nr. 2, proba 5.

Tabelul nr. 2

Analiza procentuală a cineritelor de la Cepari (pîrîul Hotărelului)

Roca (proba)	Sticlă vulcanică	Plagioclazi	Ortoză	Cuarţ	Biotit	Hornblendă verde	Augit	Apatit	Zircon	Orthit	Calcit	Magnetit (limonit)	Lapilii	Caracterul petrografic
Tuf cristalovitroclastic (4)	20	21	3	44	2	1	—	0,70	0,20	0,10	6	2	—	
Tuf vitrocristaloclastic (5)	63	5	1	14	1,5 13,5 (clorit)	1,5	—	0,30	0,20	—	—	—	—	Riodacitic
Tuf vitrocristaloclastic (6 a)	70	10	—	9	2,5 0,5 (clorit)	1	—	0,15	0,10	—	6,75	—	—	
Tuf cristalovitroclastic (8)	34	22	5	2	—	—	1,8	2	0,10	0,10	28	5	—	
Tuf cristalovitroclastic (10)	68	10	3	8	0,30	0,20	—	0,10	—	—	8	2,4	—	Andezitic

Tuf cristalovitroclastic (0,50 m). Roca are structură psamitică, textură compactă şi se compune din fragmente de cristale şi lapili cu diametrul în jur de 1 mm, ceea ce sugerează originea materialului într-o nouă explozie vulcanică, aşa cum confirmă, de altminteri, şi compoziţia mineralogică.

Mineralogic, tuful este constituit din cristale de plagioclazi (40—48% An) intens fracturate, maclate polisintetic şi frecvent resorbite magmatic; dimensiunile extreme sînt cuprinse între 0,80 × 2,00 mm şi 0,5 × 2,10 mm. Ca fenomen interesant se observă muscovitizarea endogenă a plagioclazului. Cuarţul apare foarte rar (0,35 × 0,40 mm) şi prezintă coroziuni magmatice. Un component relativ frecvent este augitul adesea parţial calcitizat (pl. II, fig. 5, 6). Se mai observă clorit, probabil ca mineral terigen. Roca conţine de asemenea numeroşi lapili andezitici cu pasta hialopilitică (pl. II, fig. 7) sau pilotaxitică (pl. II, fig. 8), în care apar microlite de plagioclazi şi magnetit. Acest nivel se identifică stratigrafic şi paragenetic nivelului cu lapili de la Susenii Bîrgăului (dealul Cireşului), constituind un reper important în coloana litologică a tufului.

Tuf vitrocristaloclastic (5 m). Cineritul are culoare cenuşie feruginoasă din cauza alterării supergene în seladonit şi acesta mai departe în limonit, imprimînd rocii un aspect cavernos. Cercetarea microscopică evidenţiază un fond de sticlă brună, unele fragmente avînd structură vacuolară, iar altele fibroasă, transformată local în seladonit şi mai rar recristalizată. Componenţii mineralogici (tabelul nr. 2, proba 6 a) sînt reprezentaţi prin feldspaţi plagioclazi (0,35 × 1,0 şi 0,05 × 0,15 mm dimensiunile extreme), cuarţ în fragmente colţuroase (0,60 × 0,80 mm şi 0,08 × 0,15 mm) şi ortoză (0,50 × 0,70 mm, cele mai dezvoltate). Rar se observă fragmente de augit (0,07 × 0,15 mm), hornblendă verde, orthit (0,15 × 0,18 mm), lamele de biotit (0,60 × 0,90 mm şi 0,07 × 0,10 mm), zircon şi apatit. Ca elemente terigene se recunosc fragmente de gresie cuarţoasă cu ciment argilitic, de formă subrotundă (0,30 × 0,45 mm) şi cuarţ metamorfic în cantitate neînsemnată.

Tuf cristalovitroclastic (0,40 m). Tuful are structură psamitică, textură compactă şi culoare cenuşie-gălbuie. În secţiuni subţiri se observă lapilii andezitici cu structură hialopilitică şi textură fluidală, alături de componenţi mineralogici comuni (tabelul nr. 2, proba 8).

Întrucît compoziţia mineralogică a nivelurilor superioare de tuf din coloana litologică se repetă, le menţionăm doar: tuf vitroclastic (4 m), tuf cristalovitroclastic (0,30 m; în tabelul nr. 2, proba 10 este redată analiza planimetrică), tuf vitroclastic (5,80 m), tuf cristalovitroclastic (0,20 m), tuf vitrocristaloclastic (1 m) care trece în sol; deci partea superioară a orizontului de tuf de pe pîrîul Hotărelului (Cepari) este erodată şi solificată; grosimea actuală în afloriment este de 43,40 m.

Chimismul tufului. În scopul stabilirii tipului de magmă pentru cineritele studiate, s-au executat analize chimice pe probe colectate din diferite nivele litologice, reprezentînd tufuri cristaloclastice, cristalovitroclastice, vitrocristaloclastice şi vitroclastice (tabelul nr. 3). Avînd în vedere că piroclastitele suportă o sortare în timpul sedimentării, variind de la tipul cristaloclastic la vitroclastic, cît şi o contaminare în diferite proporţii cu material epiclastic, chimismul tufurilor nu reflectă cu aceeaşi fidelitate tipul de magmă ca şi roca magmatică de origine. Spre exemplu,

Tabelul nr. 3

Analizele chimice ale cineritelor*

Oxizi	Susenii Bîrgăului				Cepari			
	Tuf cristalovitroclastic (proba 1)	Tuf vitrocristaloclastic (proba 2)	Tuf cristalovitroclastic (proba 7)	Tuf vitroclastic (proba 8)	Tuf cristalovitroclastic (proba 5)	Tuf cristalovitroclastic (proba 8)	Tuf vitrocristaloclastic (proba 9)	Tuf vitroclastic (proba 10)
SiO_2	71,07	66,95	40,86	60,93	67,10	45,00	66,21	60,67
Al_2O_3	12,28	10,46	11,84	12,19	12,81	13,34	14,59	11,34
Fe_2O_3 (total)	2,08	2,56	6,33	1,97	1,91	5,62	2,43	2,54
MnO	0,043	0,03	0,12	0,09	0,064	0,23	0,05	0,12
MgO	1,13	2,61	2,00	1,37	1,27	2,44	0,61	0,98
CaO	3,49	2,77	19,23	8,46	3,54	17,29	5,41	9,62
Na_2O	2,48	0,86	1,52	0,75	0,83	1,66	2,78	2,17
K_2O	1,32	0,42	0,67	0,99	1,65	0,84	0,69	1,31
H_2O^+	2,25	6,06	6,46	4,28	4,20	0,93	1,77	1,26
H_2O^-	1,80	3,89	1,57	4,17	4,21	1,85	2,47	2,58
TiO_2	0,27	0,08	0,66	0,50	0,17	0,86	0,38	0,31
P_2O_5	0,09	0,11	0,23	0,14	0,11	0,07	0,05	0,14
CO_2	1,41	2,28	7,90	3,33	2,47	9,80	1,72	6,00
Total	99,813	99,08	99,39	99,17	100,334	99,93	99,16	99,04
Natura tufului	riodacitic		andezitic		riodacitic	andezitic		

*Analist : Ecaterina Jakab.

Tabelul nr. 4

Valorile parametrilor Niggli

Parametrii Niggli	Susenii Bîrgăului				Cepari			
	Tuf cristalo-vitroclastic (proba 1)	Tuf vitrocris-taloclastic (proba 2)	Tuf cristalo-vitroclastic (proba 7)	Tuf vitrocris-taloclastic (proba 8)	Tuf cristalo-vitroclastic (proba 5)	Tuf cristalo-vitroclastic (proba 8)	Tuf vitrocris-taloclastic (proba 9)	Tuf vitro-clastic (proba 10)
al	46	47,4	26,3	49,5	57,2	33,8	42,4	43,7
fm	16	41,8	29,3	20	26	34,5	13,6	22,7
c	17	2,3	37,2	21	3,3	22,3	28,5	14,2
alk	21	8,3	7,2	9,5	13,5	9,4	15,5	19,4
si	457	551	154,4	422	500	195	336,5	398
k	0,26	0,22	0,22	0,48	0,51	0,25	0,13	0,28
mg	0,36	0,64	0,38	0,49	0,54	0,45	0,33	0,41
o	—	—	0,60	—	0,44	0,52	0,65	0,55
p	0,38	0,49	0,37	0,42	0,36	0,13	0,12	1,56
ti	1,15	0,49	1,81	0,42	0,96	2,6	1,48	0,39
Tipul de magmă	trondhjemitică		dioritică	(granodiori-tică)	trondhjemiti-că	cuarț-diori-tică	(granodioritică)	

în cazul cineritelor cristaloclastice se concentrează, alături de fragmente mari de minerale leucocrate (şi eventual lapili), minerale femice, acestea avînd o greutate specifică mai mare, se sedimentează între primele, spre deosebire de care nivelele vitroclastice sînt constituite preponderent din sticlă vulcanică; în primul caz, cineritul va putea prezenta o bazicitate mai ridicată decît cea reală, pe cînd în cel de-al doilea, dimpotrivă, va fi mai crescută aciditatea. În ansamblu însă, chimismul cineritelor poate fi utilizat la stabilirea tipului de magmă.

Valorile parametrilor Niggli, calculaţi în cazul analizelor noastre (tabelul nr. 4), vin să confirme datele microscopice, în sensul că baza tufului de Dej din regiunea cercetată are caracter acid (riodacitic) corespunzător unei magme trondhjemitice (tabelul nr. 4, probele 1, 2 Susenii Bîrgăului şi 5 Cepari), în timp ce partea superioară a aceluiaşi nivel de cinerit are în ansamblu un chimism meditic (andezitic), înscriindu-se la tipul de magmă dioritic şi granodioritic (tabelul nr. 4, probele 7,8 Susenii Bîrgăului şi 8,9,10 Cepari).

CONCLUZII

Ideea urmărită de noi, care-şi găseşte expresie în această lucrare, este de-a constata în ce măsură coloana litologică a tufului de Dej, considerabilă ca grosime, este petrografic unitară pe verticală (şi direcţie), adică reprezintă cenuşa vulcanică proiectată de unul sau mai multe organisme vulcanice explozive cu acţiune sincronă, chimic şi petrografic izotipe, cu activitate mono- sau polifazică, or, constituie stive de cinerit ale unui vulcanism chimic şi petrografic heterotip, cu activitate ritmică în timp. Analiza petrografică a tufului de Dej din profilele cercetate evidenţiază, în ansamblu, o alternanţă de nivele cristalovitroclastice psamitice cu strate vitrocristaloclastice şi vitroclastice, fiind prezente şi intercalaţii de marne. Nivelurile cristalovitroclastice cu structură psamitică reprezintă materialul mai grosier sortat în timpul depunerii, sedimentat imediat după explozia vulcanică, în timp ce piroclastitele vitroclastice şi tufitele corespund fazei finale de depunere a cenuşii vulcanice, acoperite de marne care semnifică o pauză în activitatea vulcanică explozivă. Existenţa mai multor asemenea cicluri de sedimentare cineritică stau mărturie unei activităţi vulcanice pulsatorii [1], cînd parageneza mineralogică se păstrează, şi indică o activitate polifazică [2], cînd compoziţia mineralogică diferă, în ultimul caz, aportul de material piroclastic putînd avea aceeaşi sursă. În cazul studiat, presupunem o activitate polifazică, probabil a mai multor organisme vulcanice care au evoluat de la un chimism acid (riodacitic) la unul intermediar (andezitic), în primul caz recunoscîndu-se şi o activitate pulsatorie. Deci, datele prezente furnizează un interesant şi instructiv exemplu pentru descifrarea pe cale indirectă a activităţii paleovulcanice; partea inferioară a tufului de Dej din regiunea Bistriţa corespunde unei compoziţii riodacitice, avînd parageneza: feldspat plagioclaz (oligoclaz), cuarţ, ortoză, biotit, hornblendă verde şi zircon, orthit ca minerale accesorii, în timp ce partea superioară, marcată de prezenţa unui nivel grosier cu lapili în bază, reprezintă un tuf andezitic cu augit, avînd parageneza: feldspaţi plagioclazi (andezin), mai rar ortoză, extrem

[1] Pulsaţii în cadrul aceleiaşi erupţii.
[2] Faze repetate de erupţie, întrerupte de perioade inactive (pauze).

de rar cuarţ şi augit care urmează cantitativ plagioclazului. În nivelul grosier de primă explozie a tufului andezitic lipseşte hornblenda verde şi biotitul, caracteristice tufului riodacitic din bază, care poate apare în cantitate redusă la unele nivele superioare (Cepari), posibil ca material remaniat.

În baza celor menţionate conchidem : orizontul tufului de Dej din regiunea Bistriţa — Bîrgaie reprezintă acumularea şi sedimentarea unui cinerit provenit din organisme vulcanice (de vîrstă tortonian inferioară), cu evoluţie de la acid (riodacitic) la neutru (andezitic).

RECHERCHE PÉTROGRAPHIQUE SUR LE TUF DE DEJ DANS LA RÉGION DE BISTRIŢA—BÎRGAIE (district de Bistriţa-Năsăud)

RÉSUMÉ

De minutieuses recherches pétrographiques effectuées sur les colonnes lithologiques du tuf de Dej dans la région de Bistriţa-Bîrgaie, notamment à Susenii Bîrgăului, les collines de Cireş (dealul Cireşului) et Cepari, le ruisseau Hotărel (pîrîul Hotărelului) mettent au jour une composition assez hétérogène : alternance de niveaux cristallovitroclastiques psamitiques avec des couches vitrocristalloclastiques et vitroclastiques auxquels s'ajoutent parfois des intercalations de marnes. Les niveaux cristallovitroclastiques à structure psamitique représentent le matériau grossier trié pendant la sédimentation et cimenté immédiatement après l'éruption volcanique, tandis que les pyroclastites vitroclastiques et les tufites, au contraire, correspondent à la dernière phase dans la cimentation de la cendre volcanique.

Le tuf de Dej, tel qu'on l'a repéré dans la région prospectée, révèle à l'analyse une composition rhyodacitique (oligoclase, quartz, orthose, biotite, hornblende verte, zircon, apatite, orthite) ; la couche supérieure, marquée par un niveau de tuf grossier (0,50 cm) aux lapillis andésitiques, révèle une composition andésitique (andésine ± orthose, très rarement quartz et augite).

Quant à son origine, nous présumons qu'il résulte de l'activité polyphasique de plusieurs organismes volcaniques (à l'époque du tortonien inférieur) ayant évolué d'un chimisme acide (rhyodacitique) à un chimisme intermédiaire (andésitique).

BIBLIOGRAFIE

Ataşasiu I. (1953), *Cineritele din neogenul românesc şi vîrsta erupţiilor vulcanice corespunzătoare*, An. Com. geol., **XXV**.

Ciocîrdel R. (1952), *Contribuţii la cunoaşterea geologiei regiunii Bistriţa-Reghin*, D.S. Inst. geol. Rom., **XXXVI**.

Mârza I. (1965), *Date noi privind petrografia, originea şi culoarea tufului de Dej*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **10**, *1*.

Mârza I., Gábos L. (1970), *Prezenţa tufului de Dej în bazinul Iara*, Bul. Soc. şt. geol. R.S.R., **XII**.

Pošepny Fr. (1887), *Studien aus dem Salinengebiet Siebenbürgens*, Jahrb. d. K.K. geol. R. A., **XVII**.

Vancea Aug. (1960), *Neogenul din Bazinul Transilvaniei*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Primit în redacţie la
4 februarie 1974

Universitatea „Babeş-Bolyai"
Facultatea de biologie-geografie
Cluj-Napoca

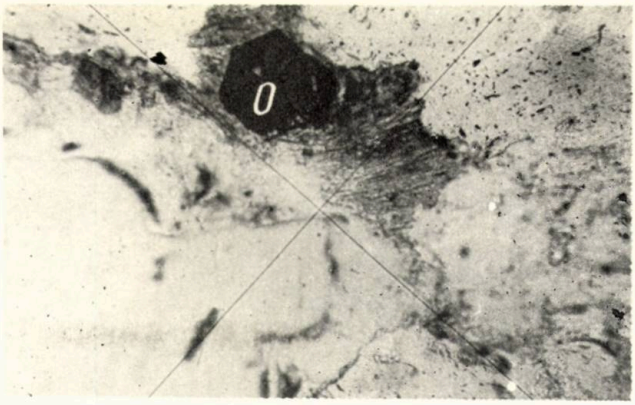


Fig. 1. — Cristal de orthit (*O*) în tuf riodacitic cristalovitroclastic. Microfotografie (N—) ; × 50 ; Susenii Bîrgăului (dealul Cireșului).

Fig. 2. — Tuf riodacitic vitrocristaloclastic. Se remarcă transformarea sticlei în seladonit (*S*). Microfotografie (N—) ; × 30 ; Susenii Bîrgăului (dealul Cireșului).

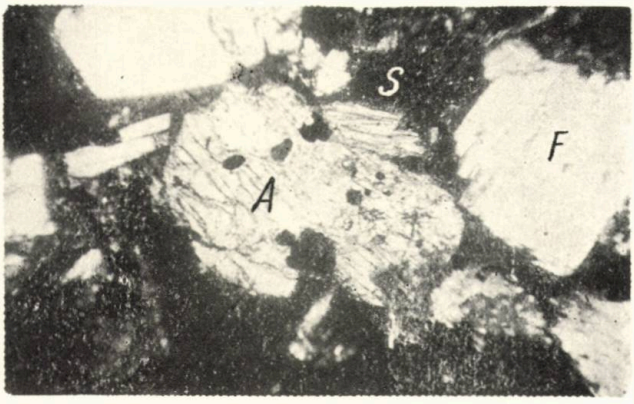


Fig. 3. — Tuf andezitic cristalovitroclastic : *A*, augit ; *F*, feldspat plagioclaz ; *S*, sticlă vulcanică. Microfotografie (N—) × 30 ; Susenii Bîrgăului (dealul Cireșului).

Fig. 4. — Lapil andezitic cu pasta hialopilitică și textura suborientată, în tuf andezitic cristalovitroclastic. Microfotografie (N+) ; × 50 ; Susenii Bîrgăului (dealul Cireșului).

Fig. 5. — Tuf andezitic cristalovitroclastic cu augit: *A*, augit, *F*, feldspat plagioclaz. Microfotografie (N+); ×30; Cepari (pîrîul Hotărelului).

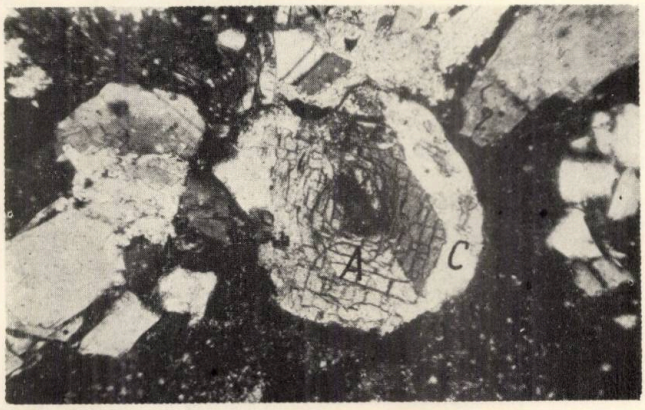


Fig. 6. — Tuf andezitic cristalovitroclastic cu augit. Augitul (*A*) este parțial calcitizat (*C*). Microfotografie (N+); × 80; Cepari (pîrîul Hotărelului).

Fig. 7. — Lapil cu pasta hialitică în tuf andezitic cristalovitroclastic. Microfotografie (N —); × 50; Cepari (pîrîul Hotărelului).

Fig. 8. — Lapil andezitic cu pasta pilotaxitică și textură fluidală în tuf andezitic cristalovitroclastic. Microfotografie (N+); ×70; Cepari (pîrîul Hotărelului).

MINERALELE MANGANIFERE DE LA SCRIND — RĂCHIȚELE, MUNȚII VLĂDEASA

DE

M. PANAITE, I. BIȚĂ, ED. HUREZEANU

Cu prilejul cercetărilor geologice efectuate asupra mineralizației polimetalice de la Scrind — Răchițele (M. Panaite și colab., 1972) s-a evidențiat prezența unor silicați cu mangan în zona Gingineasa.

Mineralizația de sulfuri, auro-argentiferă, deschisă de eroziune pe pîrîul Fițulești, este localizată în micașisturi cu granat, intens afectate tectonic de-a lungul unei fracturi orientate nord-est — sud-vest. Numeroasele clivaje de forfecare și alte elemente de minimă rezistență mecanică (foliație, șarnierele microcutelor) au constituit factorul structural care a determinat depunerea mineralelor ca impregnații, vinișoare, sau minereu masiv, în cadrul unei zone filoniene.

Mineralele hipogene, întîlnite pînă în prezent, sînt: cuarțul, sideritul, magnetitul, pirita, arsenopirita, pirotina, marcasita, blenda, calcopirita, galena și calcitul. În zona de alterare supergenă se întîlnesc: calcozină, covelină, azurit, malachit, cupru nativ, limonit, psilomelan și piroluzit.

Cnebelitul și hisingeritul se găsesc într-un pachet lentiliform situat în coperișul mineralizației de sulfuri.

Probele analizate și studiate au fost recoltate din galeria nr. 1, lateral a m 35 stînga, metrul 10[1] executate de I.G.P.S.M.S. în 1972—1973.

★

Olivina formează mase aproape monominerale, de culoare verde închis, sau cuiburi de cîțiva centimetri, înglobate de siderit în asociație cu clorit și uneori sulfuri, în care granulele sînt bordate și pigmentate de oxizi de fier. În această ultimă ambianță culoarea în eșantion devine brun-cărămizie.

Microscopic, olivina este incoloră, prezintă forme neregulate, scheletice (datorită proceselor de transformare), clivaj moderat după (010) și slab după (110), spărturi transversale și aspect șagrinat. Uneori, individii sînt maclați după (031) (macle de penetrație) și mai rar după (021). Granulele, frecvent mai dezvoltate în direcția axului c, sînt variat orientate și au dimensiuni între 0,2 și 2,5 mm. Alungirea optică este variabilă. Unghiul axelor optice (— 2 V) este de 50°. Axele optice prezintă dispersie; $\rho > \nu$. Birefringența după cele trei secțiuni principale variază astfel[2]:

Paralel cu (001); ng — np = 0,033, albastru de ordinul II.
Paralel cu (100); nm — np = 0,010, cenușiu de ordinul I.
Paralel cu (010); ng — nm = 0,022, galben de ordinul I.

[1] M. Panaite, I. Biță, E. Hurezeanu, M. Setel, Angela Setel, N. Robu, Lucia Robu (1972), *Raport asupra prospecțiunilor geologice și microtectonice în Munții Vlădeasa, perimetrul Scrind-Răchițele, jud. Cluj*, arh. M.M.P.G.

[2] S-a utilizat compensatorul Erinhaus, cu prismă de calcit.

Analizele la difractometru cu raze X [3] au indicat următoarele linii d(Å) specifice olivinelor ferifere : 2,247, 2,410, 2,492, 2,556, 2,812.

Analiza chimică, redată în tabelul nr. 1, relevă un conținut apreciabil în fier și subordonat în mangan și magneziu, pe seama cărora s-a format talc, clorophaeit, canbyit, hisingerit și oxizi de fier. Compoziția chimică este apropiată de cea a cnebelitului ferifer de la Bastkäm, Suedia (citat de W. A. Deer și colab., 1967).

Tabelul nr. 1

Compoziția chimică a cnebelitului și hisingeritului de la Scrind — Răchițele

	1 %	2 %	3 %	4 %	5 %	6 %
SiO_2	34,90	28,24	38,10	32,18	39,11	38,19
Al_2O_3		0,92	10,00		3,89	0,00
TiO_2					0,16	0,01
Fe_2O_3	2,55	0,87	30,00	30,16	22,22	19,91
FeO	49,50	60,65	8,50	8,63	5,90	24,64
MnO	7,50	5,75	2,35	9,72	0,92	0,66
MgO	6,60	2,32	2,40		5,21	2,36
CaO		0,29		} 9,72	2,52	0,61
Na_2O	0,15		0,30		0,27	
K_2O					0,07	
H_2O+					5,82	8,40
H_2O-	0,39		6,20	} 19,12	13,84	5,53

1. Cnebelit, Scrind — Răchițele, analist G. Apostolescu
2. Cnebelit, Bastkäm, Suedia (citat de W. A. Deer și colab., 1967).
3. Hisingerit, Scrind — Răchițele, analist G. Apostolescu
4. Hisingerit, Răzoare (citat și analizat de D. Giușcă, 1962).
5. Hisingerit, Beaver Bay complex, S.U.A. (citat de J. A. Whelan și S. S. Goldich, analist S. S. Goldich, 1961).
6. Hisingerit, East Mesabi range, S.U.A. (citat de J. A. Whelan și S. S. Goldich, analist C.O. Ingamels, 1961).

Pe baza datelor prezentate mineralul descris este cnebelit ferifer.

Talcul, rezultat din transformarea cnebelitului, apare dispus în cuiburi formate din agregate foioase, solzoase, sau ca plaje care înconjură relictele de olivină. El a fost confirmat și prin analizele de difracție cu raze X, pe baza liniilor d(Å); 3,103 și 9,341.

Transformările olivinei sînt mult mai intense cînd ea apare invadată de siderit. Apar astfel pseudomorfoze de leptoclorit (chlorophaeit) și hisingerit, asociate cu oxizi de fier, evidențiind intensa oxidare a fierului produsă de soluțiile hidrotermale cu carbonat.

★

Hisingeritul este un silicat hidratat de fier, cu structură amorfă, care se formează îndeosebi prin alterarea hidrotermală a olivinei, piroxenilor și probabil și a altor minerale.

[3] Difractometru cu raze X TUR M 61, anticatodă de Cu_k, analist T. Urcan, Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide.

Datorită structurii amorfe, încadrarea sa în clasificarea structural-mineralogică, la nivelul cunoștințelor actuale, este incertă.

Gruner (1935), Sudo și Nakamura (1952), Bowie (1955) și Whelan și Goldich (1961), pe baza spectrului de difracție, reprezentat prin cîteva linii slabe, îl consideră asemănător ca structură cu saponitul bogat în fier (nontronit), încadrîndu-l în grupa montmorillonitului.

Strunz (1949) îl încadrează la grupa halloisitului, subgrupa allofanului, menționînd și opinia lui Bol, care îl consideră a fi un amestec de halloisit și hidroxid de fier.

Investigînd capacitatea de schimb ionic, Lindqvist și Jansson (1962) au remarcat o comportare similară cu cloritul și presupun că hisingeritul este un „mineral micaceu cu o intensă substituție a siliciului de către fier", ilustrată și de caracterul criptocristalin.

Au fost constatate de asemenea asemănări cu canbyitul (Bowie, 1955, citat de J. A. Whelan și S. S. Goldich, 1961), față de care însă hisingeritul prezintă și deosbiri distincte.

Mineralul identificat de noi prezintă toate proprietățile esențiale ale hisingeritului, considerat totuși în ultimul timp ca o specie minerală distinctă.

Hisingeritul de la Scrind — Răchițele formează de regulă umplutura unor fisuri cu deschiderea de 1—2 pînă la 20 mm, în masa concentrațiilor cu cnebelit. El apare sub forma unor plăcuțe de 1—2 mm grosime, interstratificate cu foițe de cuarț (5—17 microni grosime), dispuse oblic pe pereții fisurilor, sub un unghi de 25—30°. Acest aspect tipic, de apariție sub formă de plăcuțe, caracterizează majoritatea ocurențelor de hisingerit din Suedia (B. Lindqvist și S. Jansson, 1962).

Mineralul are culoare neagră, cu reflexe brune în fragmente rezultate din spărturi proaspete. Luciul este sticlos sau mat, în probele impure, și urma brună. Duritatea, după scara lui Mohs, este 2,8—3. Prin lovire, stratulețele de hisingerit se dezagregă ușor în granule cvasiidiomorfe, prismatice, cu secțiune tetragonală și fețe care formează unghiuri în jur de 70°, respectiv 110°. Alteori, fragmentele rezultate au forme angulare și spărtură concoidală. Greutatea specifică este 2,37[4]. Indicii de refracție variază între 1,625 și 1,633. Prin tratare cu HCl (15%) reacționează repede la cald și în timp la rece, rezultînd un precipitat gelatinos, alb, de silice amorfă.

La microscop, mineralul este izotrop și are culoare brună, uniformă, în material pur. Izolat, în masa hisingeritului apar cristale romboedrice, perfect idiomorfe de siderit, reprezentînd impurități cimentate în timpul mineralogenezei.

Uneori, în granulele de hisingerit apare o trecere gradată spre canbyit, colorat brun-gălbui, slab birefringent, biax, cu unghiul 2V mic, apropiat de 0°, prezentat în literatura de specialitate ca echivalentul cristalizat al hisingeritului (N. A. Winchell, H. Winchell, 1959).

Relațiile privind geneza sînt evidente la contactul dintre filonașele de hisingerit și olivină, unde mineralul primar este transformat

[4] Determinarea a fost făcută cu picnometru.

într-un leptoclorit verzui, uneori izotrop, alteori slab birefringent, cu unghiul 2V mic, descris ca chlorophaeit (H. Strunz, 1949). În masa leptocloritului apar treceri spre hisingerit brun, izotrop, care se dezvoltă apoi monomineral sub forma filonașelor.

Zonalitatea olivină-leptoclorit-hisingerit reflectă eliminarea fierului bivalent din rețeaua cnebelitului, oxidarea și mobilizarea acestuia, care determină creșterea concomitentă a raportului molecular Fe_2O_3/FeO și variația culorii în produsele de transformare, de la verzui, verde-brun, la brun.

Cuarțul interstratificat cu plăcuțele de hisingerit are o orientare cvasiparalelă și extincție simultană.

Aceste aspecte sugerează posibilitatea depunerii singenetice a celor două minerale, însoțită de un proces de segregare care a determinat depunerea excedentului de silice sub forma unor paiete fine.

Spectrul de difracție cu raze X al probelor studiate (tabelul nr. 2) prezintă cîteva linii slabe, înregistrate și la mostrele de hisingerit din Suedia și S.U.A.

Tabelul nr. 2

Spectrul de difracție cu raze X al hisingeritului

1	2	3	4
d(Å)	d(Å)	d(Å)	d(Å)
7,478	7,3	—	7,53
4,75	4,4—4,6	4,51	4,33
3,625	3,55—3,63	2,54	2,55
2,123	—	—	—
—	—	1,70	—
—	1,54—1,60	1,53	1,55

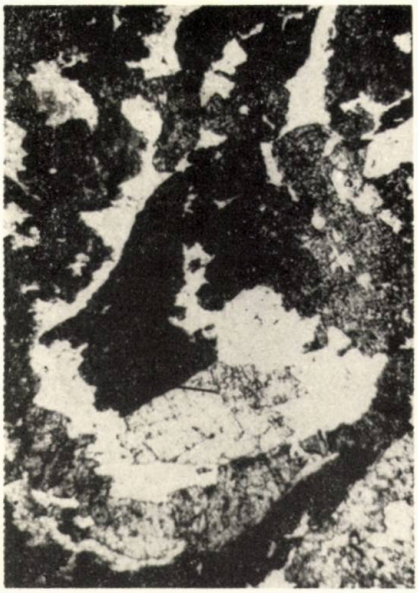
1. Hisingerit, Scrind — Răchițele.
2. Hisingerit, Suedia (citat de B. Lindqvist și S. S. Jansson, 1962).
3. Hisingerit, Beaver Bay complex, S.U.A. (citat de J. A. Whelan și S. S. Goldich, 1961)
4. Hisingerit, East Mesabi range, S.U.A. (citat de J. A. Whelan și S. S. Goldich, 1961).

Prin analizele termice [5] s-a evidențiat un efect endotermic puternic, între 70 și 300°, cu apexul curbei la 180°, însoțit de o importantă pierdere în greutate, cauzată de eliminarea apei. În intervalele 340—450° și 480—580° au fost înregistrate efecte endotermice slabe, corelabile cu o slabă scădere în greutate, datorate eliminării grupelor $(OH)^-$ din oxidul de aluminiu hidratat. Probele calcinate la 350 și 650° și analizate la difractometru nu au indicat apariția unei faze minerale noi și deci pierderea în greutate de 11,24% reprezintă apa și grupele $(OH)^-$ eliminate din hisingerit sub forma efectelor menționate (fig. 1).

Curba efectelor endotermice este similară cu a hisingeritului manganifer de la Răzoare și Delinești (D. Giușcă, 1962) și cu a unor ocurențe descrise de Whelan și Goldich (1961). Efectul endotermic

[5] Analist dr. D. Todor, Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide.

Fig. 1. — Cnebelit maclat după (021), transformat parțial în talc (culoare albă); N+; 23×. →



← Fig. 2. — Granule cvasiidiomorfe de hisingerit cu unghiurile dintre fețe de 70° și 110°; N||; 27×.

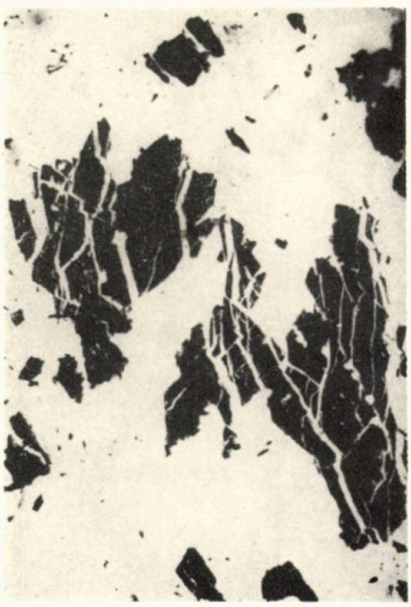


Fig. 3. — Hisingerit (negru) și vinișoare de cuarț cu extincție simultană; N||; 27×. →

principal este similar cu al neotokitului de la Iacobeni (D. Rădulescu și V. Ignat, 1958).

O comparație între compoziția chimică a cnebelitului și cea a hisingeritului relevă faptul că Si, Fe, Mn și Mg au provenit prin remobilizare în urma descompunerii olivinei, pe cînd Al a rezultat probabil din transformarea unui alumosilicat.

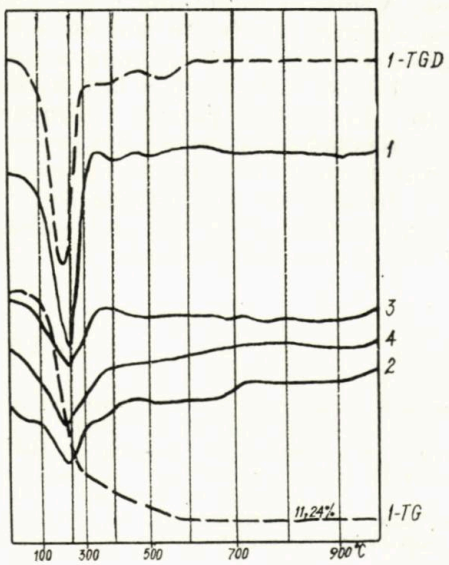


Fig. 1 — Analize ATD.
1, Hisingerit — Scrind — Răchițele; *1 — TGD*, gravimetrie termică derivată; *1 — TG* gravimetrie termică: *2*, hisingerit manganifer — Răzoare și Delinești (citat de D. Giușcă, 1962); *3*, hisingerit — Beaver Bay complex (citat de J. A. Whelan și S. S. Goldich, 1961); *4*, hisingerit — East Mesabi range (citat de J. A. Whelan și S. S. Goldich, 1961).

Raportul molecular Fe_2O_3/FeO, în proba analizată chimic, este 1,58 și reprezintă o valoare medie față de alte ocurențe descrise, unde raporturile sînt 3,67 și 0,35 (J. A. Whelan și S. S. Goldich, 1961).

CONCLUZII

Silicații cu mangan de la Scrind — Răchițele apar asociați spațial corpului de minereu polimetalic hidrotermal de pe pîrîul Fițulești (Gingineasa), fără a exista suficiente indicații că olivina ar aparține și genetic mineralizației.

Modul de apariție, ca fenocristale larg dezvoltate, uneori maclate, fără orientare preferențială, și caracterul chimic ferifer pledează în favoarea unor procese magmatice responsabile de formarea cnebelitului.

În cursul unei activități hidrotermale tîrzii s-a produs remobilizarea Si, Fe, Mn, și Mg și formarea unui silicat coloidal, depus ca vinișoare pe un sistem de fisuri.

THE MANGANIFEROUS MINERALS OF SCRIND – RĂCHIȚELE (VLĂDEASA Mts)

ABSTRACT

On the occasion of the investigations carried out by the authors on the polymetallic mineralizations at Scrind — Răchițele (Gingineasa area), Vlădeasa Mountains, it was point out the existence of some manganese silicates (knebelite and hisingerite) that occur in a lenticular pocket placed on the roof of mineralization.

It was formed, in a late hydrothermal stage by alteration of knebelite : talc, chlorophaeite, hisingerite, canbyite and iron rust.

Knebelite is sometimes twined and developed irregularly. Perhaps it was formed on account of magmatic processes.

Hisingerite was formed by leaching Si, Fe, Mn and Mg from the crystal lattice of olivine and colloidal precipitation on the joint system of the olivine-bearing rock.

BIBLIOGRAFIE

Brown G., Stephen J. (1959), *A structural study of iddingsite from New South Wales, Australia*, Amer. Min., **44**, 251–260.

Deer A. W., Howie R. A., Zussman J. (1967), *Rock forming minerals*, I. Londra.

Giușcă D. (1962), *Contribuții la studiul mineralogic al zăcămintelor de mangan de la Răzoare și Delinești*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **7**, *3–4*.

Klockmann B. (1923), *Lehrbuch der Mineralogie*, Stuttgart.

Lindqvist B., Jansson S. (1962), *On the crystal chemistry of hisingerite*, Amer. Min., **47**, 1356–1361.

Panaite M., Bordea R., Biță I., Match Erika, Hurezeanu E. (1972), *Mineralizația polimetalică de la Scrind-Răchițele, Munții Vlădeasa*, D. S. Inst. geol., **LIX**.

Rădulescu P. Dan, Ignat G. V. (1958), *Neotokit in den Manganerzen von Jakobeny (Rumänien)* Neues Jb. Mineral. Mh., **2/3**, 55–58.

Savul M., Ianovici V. (1958), *Chimismul rocilor cu mangan din Carpații Orientali și Meridionali din R.P.R.*, St. cerc. geol., **3**, *1–2*.

Strunz H. (1949), *Mineralogische Tabellen*, Zweite Auflage, Leipzig.

Whelan A. J., Goldich S. S. (1961), *New data for hisingerite and neotokite*, Amer. Min., **46**, 1 412–1 423.

Wilshire G. H. (1958), *Alteration of olivine and orthopyroxene in basic lavas and shallow intrusions*, Amer. Min., **43**, 120–146.

Winchell A. N., Winchell H. (1959), *Elements of optical Mineralogy*, part. II, fourth edition, New York.

*** (1969), *Arkiv för Mineralogi och geologi*, Kungl. Svenska Vetenskaps Academien, Stockolm.

Primit în redacție la
4 martie 1974

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide

VARIAȚIA MANIFESTĂRII BIOXIDULUI DE CARBON MOFETIC DE LA BĂILE PUCIOASA — SÎNTIMBRU ȘI HARGHITA*

DE

ȘTEFAN AIRINEI, ARTEMIU PRICĂJAN, MIHAI ȘTEFĂNESCU și MIRCEA SETEL

1. INTRODUCERE

Rezultatele obținute încă din primele etape ale tentativei de corelare între elementele de structură geologică adîncă și manifestările postvulcanice ale eruptivului neogen al munților vulcanici (Ș t. A i r i n e i și A. P r i c ă j a n, 1972 *a*, 1972 *b*) au sugerat autorilor ideea să urmărească și să precizeze dacă manifestarea mofetică reprezintă, în timp, un proces de emanație constantă sau unul ritmic în ceea ce privește debitul de bioxid de carbon liber (uscat sau umed) eliberat la suprafață. Cum mijloacele disponibile de observație nu puteau fi decît modeste și mai puțin riguroase din punctul de vedere al preciziei, trebuia ca neajunsurile acestei situații să fie ameliorate, cel puțin, parțial, printr-un număr cît mai mare de observații, eșalonate într-un timp cît mai lung posibil și pentru surse de CO_2 mofetic uscat și în condiții de flux continuu sub presiune normală. Or, aceste condiții — așa cum rezultă din înseși concluziile lucrărilor anterioare — nu puteau fi asigurate decît de surse de bioxid de carbon aflate direct pe masele eruptive. Dar asemenea surse de bioxid de carbon uscat sau impregnat în apele subterane de circulație se cunosc puține în masivele eruptivului neogen. În masa eruptivă, mofeta circulă pe sisteme de fracturi adînci sau mai puțin adînci și apare la suprafață numai atunci cînd o asemenea fractură este deschisă natural sau prin lucrări miniere. Condițiile geologice ale subsolului parcurs oferă prea puține ocazii de acumulare sub presiune a bioxidului de carbon, situație care îl obligă să difuzeze lateral, adăugîndu-se aceluia care emană direct în depozitele înconjurătoare prin aceleași sisteme de fracturi adînci. Credem că această situație poate fi și explicația principală a frecvenței mari a manifestărilor mofetice din vecinătatea imediată a maselor eruptivului neogen, precum și a răririi progresive a acestora cu distanța de sursa adîncă de alimentare. Să reamintim că aparițiile mofetice la suprafață sînt totdeauna în lungul sau în apropierea cîmpurilor de fracturi adînci pe care a vehiculat bioxidul de carbon.

Depozitele sedimentare sau chiar cele metamorfice prezintă mai frecvent condiții de înmagazinare sub presiune a bioxidului de carbon (caverne, zone intens fisurate, orizonturi permeabile etc.); procesul de acumulare începe imediat ce apar condiții de frînare sau de oprire a deplasării gazului mofetic (închiderea sau sudarea faliilor, interpunerea

---

* Lucrare comunicată la Sesiunea științifică a Facultății de geologie și geografie a Universității din București (27—28 mai, 1974).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, NR. 1, P. 59—73, BUCUREȘTI, 1975

de orizonturi impermeabile etc.). Aşa s-ar putea explica formarea zăcămintelor de CO_2 uscat, asemănător acelora de hidrocarburi naturale şi care, atunci cînd sînt deschise, erup sub presiune de zeci de atmosfere (cazul a numeroase sonde forate în zona flişului carpatic şi a cristalinului de la Tulgheş, precum şi cele de pe flancul estic al Depresiunii Transilvaniei), aşa cum este cazul unei sonde forată în Depresiunea Tîrgu Secuiesc, din vecinătatea sudică a localităţii Tîrgu Secuiesc. Sonda a deschis, la adîncimea de circa 80 m, un orizont cu CO_2 sub presiune şi care, la erupţie, a antrenat importante cantităţi de nisip din strat. Să reamintim că prezenţa CO_2 în subsolul Depresiunii Tîrgu Secuiesc este asigurată de cîmpul de fracturi crustale al eruptivului neogen (G_{13}) şi că, aici, depozitele sedimentare care umplu depresiunea asigură condiţii favorabile pentru înmagazinarea lui (Şt. Airinei şi A. Pricăjan, 1972 *a*).

Autorii au considerat de la început, iar rezultatele preliminarii obţinute reprezintă o confirmare, că studiul iniţiat vizează nu numai aspecte fundamentale, în legătură cu evoluţia în timp a acestui fenomen natural, ci şi probleme practice asociate organizării ştiinţifice a exploatării pentru industria de îmbuteliere a apelor carbogazoase.

2. OBSERVAŢII DE TEREN ŞI PRELUCRAREA LOR

Pentru observaţiile de teren au fost alese patru surse de manifestări mofetice, după cum urmează : două la Băile Harghita, aflate la altitudinea de 1 350 m şi două la Băile Pucioasa-Sîntimbru, la 1 250 m. Amplasamentele ambelor staţiuni sînt situate pe versantul estic al masivului Harghita, la o distanţă de circa 20 km unele de altele. Alegerea acestor surse mofetice a avut în vedere şi urmărirea altui obiectiv : acela de-a cunoaşte dacă lucrările miniere din perimetre relativ apropiate surselor mofetice produc perturbaţii în procesul de emanaţie a bioxidului de carbon. Anticipăm, spunînd că din observaţiile făcute nu rezultă modificări în ritmul de emanaţie a gazului CO_2 uscat, cauzate de asemenea lucrări. Dimpotrivă, aceste lucrări, însele, au creat deschideri de fronturi noi de emergenţă a bioxidului de carbon circulant în subsol.

La *Băile Harghita* manifestările de CO_2 uscat apar din andezitele alterate, atît în unele puncte ale lucrărilor miniere ale minei de caolin, cît şi în două puţuri cu deschiderea de 3 × 3 m, săpate în roca eruptivă pînă la adîncimea de 2,5 m, cu scopul captării bioxidului de carbon pentru cura mofetică. În plus, pe o rază de 500 m în jurul manifestărilor mofetice uscate, bioxidul de carbon se face prezent şi în trei izvoare naturale carbogazoase bicarbonatate, calcice, magneziene, feruginoase sau carbogazoase bicarbonatate, sodice.

Citirea variaţiilor de nivel a bioxidului de carbon din cele două puţuri a fost realizată de Mircea Setel, geolog, atunci, la I.P.G.-Harghita. Citirile au fost executate odată pe zi, aproximativ la aceeaşi oră, timp de un an, în perioada 12 ianuarie 1971 — 20 ianuarie 1972.

La *Băile Pucioasa-Sîntimbru*, iniţial, se cunoştea doar manifestarea la zi, de CO_2 uscat, în puţul de circa 2 m adîncime, săpat şi amenajat special pentru cura mofetică. Odată cu începerea explorării pentru cinabru, CO_2 uscat a manifestat în majoritatea forajelor, puţurilor şi

galeriilor practicate. Punctele de observație pentru variația nivelului bioxidului de carbon au fost : puțul mofetei vechi a stațiunii și un puț minier de explorare, transformat ulterior în cameră de cură mofetică.

Citirile variației de nivel a bioxidului de carbon din aceste două puțuri au fost executate de M i h a i Ș t e f ă n e s c u, geolog la I.P.G.-Harghita, însărcinat cu urmărirea geologică a lucrărilor de explorare a cinabrului din regiune. Citirile au fost executate de două ori pe zi (odată dimineața și a doua oară spre seară), în perioada 12 ianuarie — 30 iunie 1971, și o singură dată pe zi, dimineața, în continuare, pînă la 28 iulie 1972.

În toate cele patru camere de cură mofetică menționate sînt instalate mire, iar citirea nivelului gazului CO_2 față de sol s-a făcut cu ajutorul unei flăcări purtate de sus în jos. Gradația de pe mină, în centimetri, în dreptul căreia flacăra se stingea, reprezenta nivelul bioxidului de carbon din ziua și ora măsurării. Temperatura (în grade Celsius) și presiunea atmosferică (în mm col. Hg) au fost citite la punct fix și la nivelul solului.

Valorile nivelului de CO_2 uscat, de temperatură și de presiune atmosferică, citite de cei doi observatori și consemnate în carnete de teren, au fost transpuse pe hîrtie milimetrică, la scară convenabilă, obținîndu-se, în felul acesta, pentru fiecare sursă mofetică, o curbă de variație a nivelului de bioxid de carbon, în paralel cu cele două curbe de variație a temperaturii și presiunii atmosferice. Această operație a fost realizată de geologul M i h a i Ș t e f ă n e s c u.

Cele patru diagrame de variație a nivelului bioxidului de carbon reflectă, chiar pentru un ochi mai puțin experimentat, rezultante ale unor variații complexe ale procesului de emanație mofetică. Pentru exemplificare, reproducem în planșa I diagramele de variație a nivelului de CO_2 uscat pentru toate patru sursele cercetate, din intervalul 24 aprilie — 20 iunie 1971. În paralel sînt figurate și curbele de variație a temperaturii și presiunii atmosferice din același interval de timp.

Diagramele de variație a nivelului de CO_2 pot fi asemănate atît cu magnetogramele înregistrate la observatoarele geomagnetice, cît și cu profilurile de anomalie geofizică (gravimetrică sau magnetică) pentru un teritoriu cu un subsol conținînd numeroase cauze perturbante (structuri geologice) subordonate ca mărime unele altora. Să ne reamintim că pe o magnetogramă, pe un fond de variație diurnă calmă se suprapune o gamă întreagă de perturbații cu durate scurte sau foarte scurte, iar pe un profil geofizic, gravimetric sau magnetic, se pot distinge, în cel mai simplu caz, cîte o anomalie regională pe care sînt suprapuse anomalii locale. Anomalia regională corespunde unei cauze geologice cu dimensiuni mari și în contrast major de proprietate fizică, situată, în general, la adîncime mai mare, în timp ce anomaliile locale sînt efecte ale unor cauze geologice cu dimensiuni mai mici, în contraste de proprietăți fizice subordonate și așezate la adîncimi relativ mai mici. Evident, între anomalia regională și anomaliile locale pot exista și anomalii intermediare care corespund la cauze geologice intermediare ca dimensiuni și contraste de proprietăți fizice. Pentru a cunoaște cauzele care produc efectele înregistrate simultan la observatorul geomagnetic sau prin măsurători directe de teren, geofizicienii au posibilitatea să separe diferite categorii de efecte semnificative cu metode adecvate statistice sau analitice. Cu ajutorul

acestora ei construiesc diagrame, profiluri şi "hărţi secundare", mult ajutătoare interpretării şi înţelegerii fenomenului pe care îl cercetează.

Plecînd de la această experienţă, s-a procedat în felul următor: au fost calculate valorile medii lunare ale fiecărei mărimi (nivelul de CO_2 uscat pentru fiecare sursă mofetică, temperatura şi presiunea atmosferică). Valorile obţinute sînt înscrise în tabelul nr. 1, în care, în paralel, sînt calculate şi înregistrate şi variaţiile mediilor lunare în raport cu valoarea primei luni (considerată convenţional de valoare zero). Valorile de amplitudine maximă de pe fiecare coloană au fost încadrate cu scopul de-a se urmări, de la coloană la coloană, coincidenţe sau abateri între aceste zone cu valori caracteristice ale mărimilor considerate. Au fost calculate, pentru întreaga perioadă cercetată, valoarea medie a nivelului de bioxid de carbon pentru fiecare sursă mofetică, precum şi valorile medii ale temperaturii şi presiunii atmosferice. În planşa I sînt trasate punctat

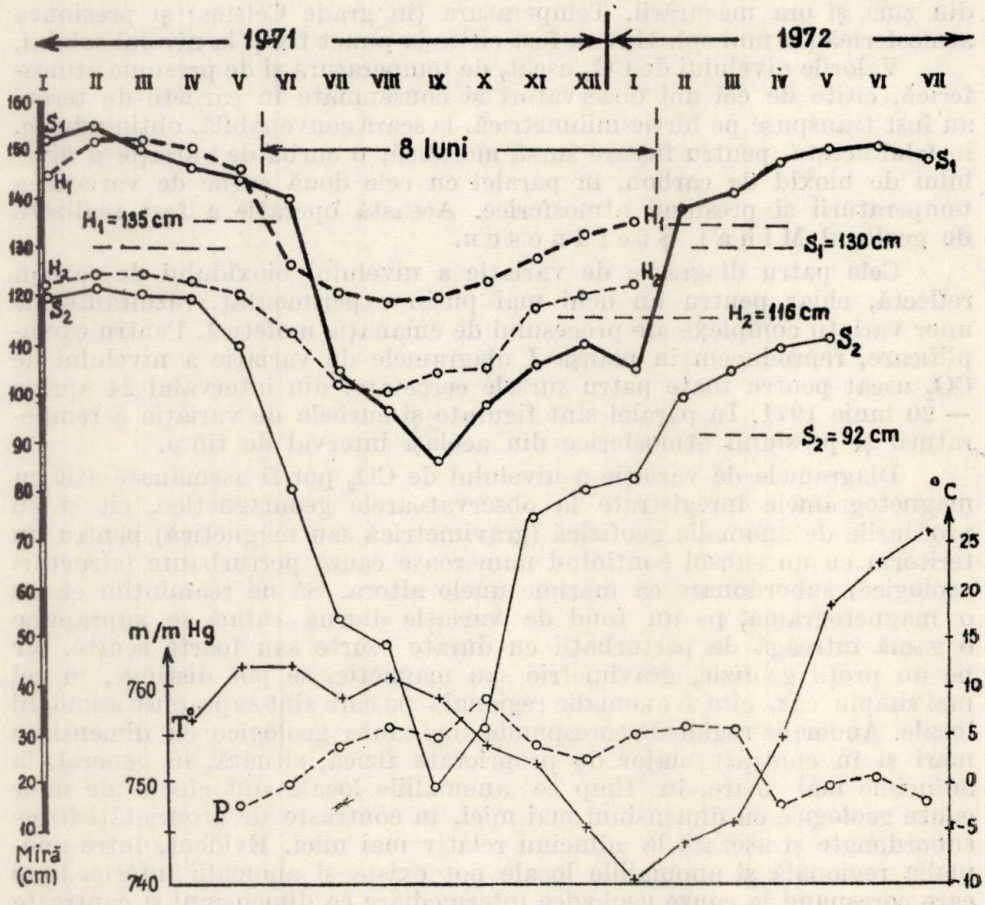


Fig. 1. — Grafice de variaţie întocmite cu valori medii lunare pentru nivelul de CO_2, temperatură şi presiune atmosferică, corespunzătoare surselor de bioxid de carbon uscat de la Băile Pucioasa-Sîntimbru (S_1 şi S_2) şi Băile Harghita (H_1 şi H_2). Minimul central de pe graficele de CO_2, cu o perioadă medie de 8 luni (tabelul nr. 2), este încadrat de maxime ale nivelului de CO_2 uscat incomplet cunoscute.

Tabelul nr. 1

Valori medii lunare şi mersul variaţiei lunare a nivelului bioxidului de carbon uscat la patru surse mofetice de la Băile Pucioasa-Sîntimbru şi Băile Harghita (ianuarie 1971 — iulie 1972)

Anul şi luna cercetată	Băile Pucioasa-Sîntimbru				Băile Harghita				T (°C)		P (mm col. Hg)	
	S_1		S_2		H_1		H_2					
	Nivel măsurat (cm)	ΔS_1	Nivel măsurat (cm)	ΔS_2	Nivel măsurat (cm)	ΔH_1	Nivel măsurat (cm)	ΔH_2	°C	ΔT (°C)	mm col. Hg	ΔP
1971, I	152	0	120	0	145	0	122	0	—	—	—	—
II	155	3	122	2	152	7	124	2	—	—	—	—
III	151	−1	121	1	152	7	125	3	—	—	—	—
IV	147	−5	120	0	150	5	123	1	7	0	—	—
V	145	−7	110	−10	146	1	121	−1	12	5	746	0
VI	140	−12	80	−40	126	−19	113	−9	12	5	750	2
VII	105	−47	54	−66	121	−24	103	−19	9	2	754	6
VIII	97	−55	49	−71	119	−26	101	−21	11	4	756	8
IX	86	−66	19	−101	120	−25	105	−17	9	2	755	7
X	98	−54	32	−88	124	−21	106	−16	4	−3	758	10
XI	106	−46	75	−45	128	−17	118	−14	2	−5	754	6
XII	110	−42	80	−40	133	−12	121	−1	−4	−11	752	4
1972, I	105	−47	82	−38	135	−10	123	1	−10	−17	755	7
II	137	−15	100	−20	—	—	—	—	−6	−13	756	8
III	141	−11	105	−15	—	—	—	—	−4	−11	756	8
IV	148	−6	109	−11	—	—	—	—	5	2	746	−2
V	150	−2	112	−8	—	—	—	—	18	11	750	2
VI	151	−1	—	—	—	—	—	—	23	16	751	3
VII	148	−4	—	—	—	—	—	—	26	19	747	−1
	130	—	92	—	135	—	116	—	7°	—	752	—

segmente de dreaptă corespunzătoare acestor medii lunare. Cu ajutorul acestor valori s-au întocmit grafice de variaţie, pe medii lunare, a nivelului de CO_2 uscat, de temperatură şi de presiune atmosferică (fig. 1).

Diagramele de variaţie a nivelului mediu lunar al bioxidului de carbon ar putea fi asemuite cu variaţia diurnă calmă separată din magnetograme sau cu profilul anomaliei regionale gravimetrică sau magnetică. Pe intervalul de timp cercetat, toate patru diagramele de variaţie medie lunară a nivelului de CO_2 uscat înregistrează aproape simultan un minim central extins, faţă de media generală a fiecărei surse, pe o durată medie de 8 luni (tabelul nr. 2), flancat de două maxime incomplet cunoscute. Tot

Tabelul nr. 2

Perioada (lungimea de undă) variaţiei de minim din figura 2, în luni, evidenţiată prin media lunară a emanaţiei bioxidului de carbon

Sursa mofetică				Media (în luni)
S_1	S_2	H_1	H_2	
8	8	8,5	6,5	8

din figura 1, dealtfel în acord cu datele tabelului nr. 1, rezultă că variaţiile mediilor lunare ale nivelului de CO_2 uscat, reflectate prin minime şi maxime, nu corespund cu variaţiile de maxim sau de minim ale mediilor lunare de temperatură şi de presiune atmosferică, ceea ce ar constitui un prim argument că între manifestarea mofetică uscată şi aceşti doi factori fizici atmosferici nu există o legătură directă şi imediată.

Etapa a doua a prelucrării analitice a condus la separarea „variaţiei diurne" a nivelului bioxidului de carbon faţă de nivelul mediu al fiecărei luni. În mod asemănător s-a procedat şi cu variaţiile de temperatură şi de presiune atmosferică faţă de media lunară respectivă. Graficele obţinute pot fi asemuite cu perturbaţiile sau cu anomaliile locale separate din magnetograme sau din profilurile gravimetrice şi magnetice. În planşa II este reprodus un segment din ansamblul graficelor întocmite, corespunzător intervalului de timp cuprins între 23 aprilie şi 20 iunie 1971, acelaşi reprodus şi în planşa I.

Discutînd acest segment, ne referim, în fapt, la ansamblul de grafice desfăşurat pe întreaga durată de timp investigată care păstrează, în general, aceeaşi dispoziţie a variaţiilor de tip diurn. În realitate, aceste variaţii considerate după intensitatea şi durata lor (amplitudinea şi lungimea de undă respectivă), sînt de trei feluri.

Prima categorie se referă la variaţii de tip „anomalie intermediară", caracterizată prin intensităţi mai mari (valori cuprinse între — 80 şi + 40 cm nivel CO_2 faţă de media lunară a surselor mofetice)[1] şi cu durată

[1] Pentru întregul set de diagrame, valorile extreme de variaţie a nivelului de CO_2, faţă de mediile lunare respective, sînt: —140 şi +145 cm.

medie de 15 zile (tabelul nr. 3). Durata medie a fost calculată numai pentru patru variații ale nivelului de CO_2 de tip „anomalie intermediară" (numerotate I — IV în planșa II și în tabelul nr. 3). Situația se păstrează

Tabelul nr. 3

Perioada (lungimea de undă), în zile, a variației sau fluxului de tip „anomalie intermediară", față de media lunară a nivelului de bioxid de carbon pentru intervalul 23 aprilie — 20 iunie 1971

Sursa mofetică	„Anomalia intermediară" și perioada ei „în zile"				Media perioadei pe sursa mofetică
	I	II	III	IV	
S_1	14	12	15	19	15
S_2	14	13	15	17	15
H_1	12	19	11	20	15,5
H_2	12	19	11	19	15,5

aceeași pentru întreaga perioadă cercetată. Este necesară o precizare: durata variației în zile este socotită între două picuri succesive de minim. Durata unui pic de minim variază între 1 și 4 zile. Prin urmare, considerăm o variație sau flux de CO_2 de tip „anomalie intermediară" aceea care corespunde unui regim de emanație mofetică relativ staționar în jurul mediei lunare, întrerupt la un interval mediu de 15 zile de o scădere bruscă a fluxului de CO_2 uscat, și aceasta într-un lanț continuu pentru toate sursele mofetice considerate.

A doua categorie de variație a nivelului de CO_2, subordonată variației de tip „anomalie intermediară", este caracterizată printr-un lanț continuu de ondulații ale diagramelor, atît pe segmentele cu valori ridicate (de maxim), cît și pe cele scăzute (de minim), cu o durată de la 2 la 5 zile. În figura 2 sînt conturate trei asemenea ondulații pentru sursa mofetică S_1 și două pentru sursa S_2, cu durate medii de 3 și, respectiv, de 5 zile. Amplitudinea acestor ondulații este cuprinsă între $\pm$ 25 cm nivel CO_2. Acest tip de variație sau flux mofetic poate fi asemuit cu tipul de „anomalie locală".

În fine, a treia categorie se referă la variațiile diurne propriu-zise. Prezența lor este schițată doar și numai pentru sursele de la Pucioasa-Sîntimbru, în perioada cînd s-au făcut zilnic două observații. Diagramele din figura 2 schițează în mare acest tip de variație pentru luna februarie 1971, raportate la valorile medii ale ondulațiilor de tip „anomalie locală". Se poate observa cu ușurință cum în decursul unei zile pot exista variații ale nivelului de CO_2, pînă la $\pm$ 20 cm. Ne lipsește o imagine completă a acestei variații în decursul unei zile, definită prin observații, de exemplu, din oră în oră. O asemenea diagramă ar fi deosebit de utilă, atît pentru cunoașterea în sine a variației nivelului de CO_2 în decursul unei zile, cît și pentru urmărirea ei, în paralel cu variațiile de temperatură și presiune atmosferică la nivelul solului. Aceasta cu atît mai mult cu cît maximele și minimele de pe graficele de variație ale nivelului de

CO_2 din planşele I şi II nu prezintă corelaţii cît de cît evidente cu maximele şi minimele graficelor de variaţie a temperaturii şi presiunii atmosferice.

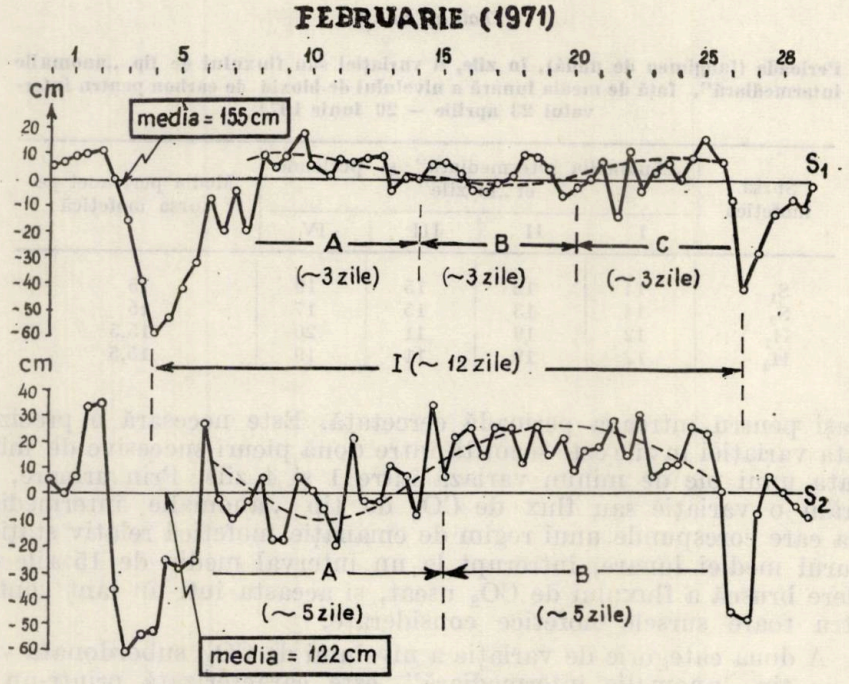


Fig. 2. — Grafice de variaţie a nivelului de CO_2 uscat din cursul lunii februarie 1971, întocmite în raport cu valoarea medie a lunii respective, din care se desprind: o oscilaţie de tip „anomalie intermediară" (cuprinsă între 5 şi 26 februarie); trei şi, respectiv, două oscilaţii de tip „anomalie locală", avînd perioade medii de 3 şi 5 zile; oscilaţii de tip diurn, suprapuse precedentelor.

3. CONSIDERAŢII PRELIMINARE CU PRIVIRE LA REZULTATELE OBŢINUTE

Deşi perechile de surse mofetice sînt depărtate la circa 20 km una-de alta, ceea ce a surprins din primul moment a fost paralelismul variaţiei nivelului de CO_2 la toate patru sursele mofetice cercetate, un paralelism mai accentuat între variaţiile fiecărei perechi de surse, mai diferenţiat, ca regim, de la un grup la altul. Pentru întreaga perioadă cercetată, variaţiile nivelului de CO_2 la sursele de la Pucioasa-Sîntimbru s-au manifestat mai agitat din punctul de vedere al amplitudinilor decît manifestările surselor de la Băile Harghita (v. planşa I). Acest aspect este conservat, apoi, în toate prelucrările materialului observat (fig. 1 şi 2, planşa II).

Să reţinem că prelucrarea analitică a materialului observat a permis separarea a patru tipuri de variaţie a nivelului de CO_2, care, prin comparaţie cu tipurile de anomalie geofizică, sînt: a) variaţia sau fluxul înscris pe ondulaţii cu o perioadă medie de 8 luni, comparabilă cu „anomalia

regională"; b) variația sau fluxul cu ondulații de perioadă medie de 15 zile, corespunzătoare „anomaliei intermediare"; c) variații sau flux cu ondulații de perioade cuprinse între 2 și 5 zile, echivalentă „anomaliei locale" și d) variația sau fluxul diurn propriu-zis [2].

Prezența acestor patru tipuri de variații sau fluxuri ale nivelului de CO_2 uscat dezvăluie caracterul de ritmicitate a emanației bioxidului de carbon și, prin urmare, posibilitatea unor modificări substanțiale în timp ale acestui fenomen atribuit activității postvulcanice a eruptivului neogen. Altfel spus, cantitatea de CO_2 uscat, liberat în atmosferă de fiecare sursă mofetică, este variabilă în timp și se înscrie într-un sistem ritmic surprinzător de complex. În legătură cu aceasta, să reținem constatarea că factorii fizici atmosferici (temperatura și presiunea) nu intervin, cel puțin la nivelul observațiilor existente, la instaurarea măcar parțială a variabilității emanației de CO_2 uscat.

Întrebarea care se impune este dacă emanația de bioxid de carbon are același caracter ritmic pe întreaga arie mofetică cunoscută a Carpaților Orientali și dacă variațiile sau fluxurile sale, cel puțin cele de perioadă lungă, sînt simultane pînă la distanțe foarte mari. Răspunsul l-ar putea da observații îndelungate și continui, efectuate pentru cît mai multe surse de bioxid de carbon și răspîndite cît mai uniform pe aria mofetică cunoscută. Ar urma alte numeroase întrebări. Care este tendința de evoluție a fenomenului în timp? Pentru intervale lungi de timp activitatea mofetică s-ar înscrie pe o dreaptă constantă sau pe o curbă descendentă? În ultimul caz, s-ar putea calcula timpul pînă cînd oamenii vor mai beneficia de această bogăție subterană. De ce natură sînt factorii care condiționează ritmicitatea fenomenului și înscrierii lui în atîtea oscilații sau fluxuri cu lungimi de undă subordonate progresiv? Foarte probabil, factorii căutați sînt de natură mixtă, fizico-geologici. Dar, sînt ei numai interni, sau participă și factori externi nebănuiți încă? Asociat răspunsurilor care sînt de dat acestor întrebări, rămîn deschise cercetărilor viitoare și alte multe probleme de esență fundamentală și practică [3].

Acestea sînt faptele de observație. Deși cantitatea de observații este relativ mică, surprinde, totuși, complexitatea în manifestare a fenomenului de emanație a bioxidului de carbon. Ce semnificații fizico-geologice pot fi desprinse din aceste fapte de observație? În stadiul actual credem că este riscată orice tentativă.

---

[2] Ulterior redactării textului lucrării, ne-au parvenit date de observație pentru Izvorul principal de la Băile Borsec. Observațiile acoperă perioada 1965—1973 și constau din dozări periodice de CO_2 liber în apa carbogazoasă. Graficul întocmit cu mediile anuale ale conținutului de CO_2 liber dezvăluie al 5-lea tip de variație a emanației de CO_2, înscrisă pe ondulații, avînd perioade de mai mulți ani.

[3] Datele de observație obținute ulterior de la stația de îmbuteliere a apelor minerale carbogazoase de la Sîncrăieni, situată în Depresiunea Ciucului, la circa 10 km est de Băile Pucioasa-Sîntimbru, constînd din dozări zilnice de CO_2 liber din apa carbogazoasă dirijată la îmbuteliere, pentru perioada martie 1970 — iunie 1973, prelucrate în același mod, arată un minim al mediilor lunare, de tip „anomalie regională", care coincide aproximativ cu minimul nivelului de CO_2 uscat înscris în figura 2. Acest fapt constituie un prim indiciu că ritmicitatea fenomenului este generală și că simultaneitatea ei este condiționată de factorii geologici locali și de condițiile în care este surprinsă de observație emanația bioxidului de carbon (liber uscat sau liber umed).

Scopul lucrării a fost acela de-a semnala observaţiile desprinse în legătură cu modul de manifestare a acestui fenomen natural, de-a atrage atenţia specialiştilor asupra lui şi de-a aşeza, prin ea, începutul unor studii sistematice pentru dezlegarea cît mai multor necunoscute în legătură cu producerea, ritmicitatea, evoluţia lui în timp etc. Dezlegarea acestor necunoscute se impune atît din punctul de vedere al cunoaşterii fundamentale, cît şi din acela al prognozei pentru valorificarea bioxidului de carbon şi a apei carbogazoase.

★

Concluziile preliminare ale lucrării se referă la stabilirea ritmicităţii emanaţiei la suprafaţă a bioxidului de carbon liber (uscat sau conţinut de apele carbogazoase) şi la caracterizarea sa ca rezultat al unei sume de fluxuri de CO_2, diferenţiate prin lungimi de undă sau perioade distincte. Ţinînd seama de toate observaţiile de care dispunem pînă în prezent, variaţiile sau fluxurile emanaţiei de CO_2 pot fi grupate la cinci categorii care se subordonează progresiv după cum urmează :

a. Emanaţia de fond a bioxidului de carbon, prea puţin cunoscută şi care se înscrie pe o suită de oscilaţii de maxime şi minime ale căror perioade se întind pe mai mulţi ani.

b. Fluxuri de bioxid de carbon de tip „anomalie regională", cu oscilaţii de minime şi maxime avînd perioade medii de circa 8 luni şi amplitudini pînă la valorile extreme de + 30 şi — 70 cm (fig. 1). Ondulaţiile sînt determinate prin medii lunare ale nivelului de CO_2 uscat.

c. Fluxuri de bioxid de carbon de tip „anomalie intermediară", cu oscilaţii de maxime şi minime cu o perioadă medie de 15 zile şi cu amplitudini cuprinse între + 40 şi — 80 cm nivel CO_2 uscat. Oscilaţiile sînt definite în raport de nivelul mediu al fiecărei luni (planşa II). Durata unei oscilaţii este cuprinsă între două picuri de minim succesive.

d. Fluxuri de bioxid de carbon de tip „anomalie locală", cu oscilaţii succesive de maxime şi minime de perioade cuprinse între 2 şi 5 zile. În figura 2 sînt separate trei asemenea ondulaţii pentru sursa mofetică S_1 şi două pentru sursa S_2 de la Băile Pucioasa-Sîntimbru, cu perioade medii de 3 şi, respectiv, 5 zile, şi cu amplitudini cuprinse între $\pm$ 25 cm nivel de CO_2 uscat. Ambele şiruri de ondulaţii de tip „anomalie locală" sînt subordonate la ondulaţii de tip „anomalie intermediară" care, în luna februarie 1971, au avut o perioadă de numai 12 zile.

e. Fluxuri de bioxid de carbon de tip variaţie diurnă propriu-zisă, prea puţin cunoscută şi subordonată ondulaţiilor de tip „anomalie locală" (fig. 2).

Sînt temeiuri să se considere că cel puţin primele patru categorii de oscilaţii ale fluxurilor de CO_2 evoluează independent de factorii fizici atmosferici (temperatura şi presiunea).

Complexitatea fenomenului emanaţiei mofetice dezvăluie o complexitate de cauze fizico-geologice care nu pot fi suficient desprinse din cantitatea mică de observaţii existentă pînă în prezent. Lucrarea le semnalează existenţa şi marchează începutul studiilor viitoare care trebuie să se fundamenteze pe observaţii îndelungate în timp şi în cît mai multe puncte repartizate uniform pe aria mofetică. Ele vor putea aduce precizări asupra gradului de simultaneitate a ritmicităţii diferitelor tipuri de fluxuri de CO_2, de la un capăt la altul al aureolei mofetice, asupra tendinţei de evoluţie în timp a emanaţiei mofetice şi vor putea fi pre-

cizate cauzele de natură fizico-geologice, interne și externe, precum și rolul pe care îl au la instaurarea ritmicității acestui fenomen foarte puțin cunoscut încă.

VARIATIONS DES MANIFESTATIONS DU CO_2 MOFETTIQUE AUX BAINS DE PUCIOASA-SINTIMBRU ET CEUX DE HARGHITA

RÉSUMÉ

L'auréole mofettique des Carpates Orientales couvre une surface presque quatre fois plus étendue que celle des éruptions néogènes au compte de laquelle on met cette auréole. La plus grande fréquence des manifestations mofettique se trouve dans le voisinage des masses de l'éruptif; elle diminue progressivement à mesure qu'on s'éloigne de ces masses et devient sporadique à la surface même de l'éruptif. La diffusion vers la surface et la diffusion latérale du CO_2 a lieu le long des champs de fractures ouvertes et, lorsque certaines conditions géologiques sont remplies, le gaz s'accumule sous l'effet de la pression, en formant ainsi des grisements de CO_2. En réponse à la question que les auteurs se sont posée concernant le régime d'émanation du gaz CO_2, les résultats préliminaires exposés dans le présent travail montrent que la manifestation mofettique représente un phénomène rythmique et particulièrement complexe.

Le matériel d'observation consiste en lectures quotidiennes du « niveau de CO_2 sec», pendant 19 mois, à deux sources mofettiques des bains de Pucioasa-Sîntimbru et pendant 13 mois à deux autres sources mofettiques des bains de Harghita (de janvier 1971 à juillet 1972). Parallèlement on a noté, dans un point fixe et au niveau du sol, la température et la pression atmosphérique. Les deux couples de sources mofettiques sont situées sur le flanc Est du massif Harghita, à environ 20 km de distance entre elles et à des altitudes dépassant 1200 m.

Les diagrammes construits directement sur les données d'observation ont révélé que l'émanation mofettique est un phénomène rythmique complexe et que les variations du flux de CO_2 ne sont pas conditionnées par les variations de température et de pression atmosphérique (Planche I). L'étude analytique des diagrammes a mené à la constatation suprenante que la rythmicité de l'émanation de CO_2 sec à la surface du sol provient ou semble provenir d'au moins quatre flux de CO_2 réunis, caractérisés chacun par des ondulations successives de maximums et minimums à longueurs d'onde ou périodes moyennes propres. Elles semblent se différencier en même temps par l'ordre de grandeur de l'amplitude des variations de maximum et de minimum. Les ondulations de maximum sont progressivement subordonées : les ondulations à période plus courte aux ondulations à période plus longue (Planche II, fig. 2 et 3).

Les méthodes analytiques utilisées pour ces études ont été empruntées à la géophysique et ont inspiré aussi les dénominations des flux de

CO_2 séparés, par analogie avec les titres des anomalies géophysiques à degré régional différent, ainsi qu'il suit :

a. Des flux de CO_2 du type « anomalies régionales », à oscillations de maximums et minimums comportant des périodes moyennes d'environ 8 moins et des amplitudes allant jusqu'aux valeurs extrêmes de + 30 et — 70 cm (fig. 2). Les ondulations sont déterminées par des moyennes mensuelles du niveau de CO_2 sec.

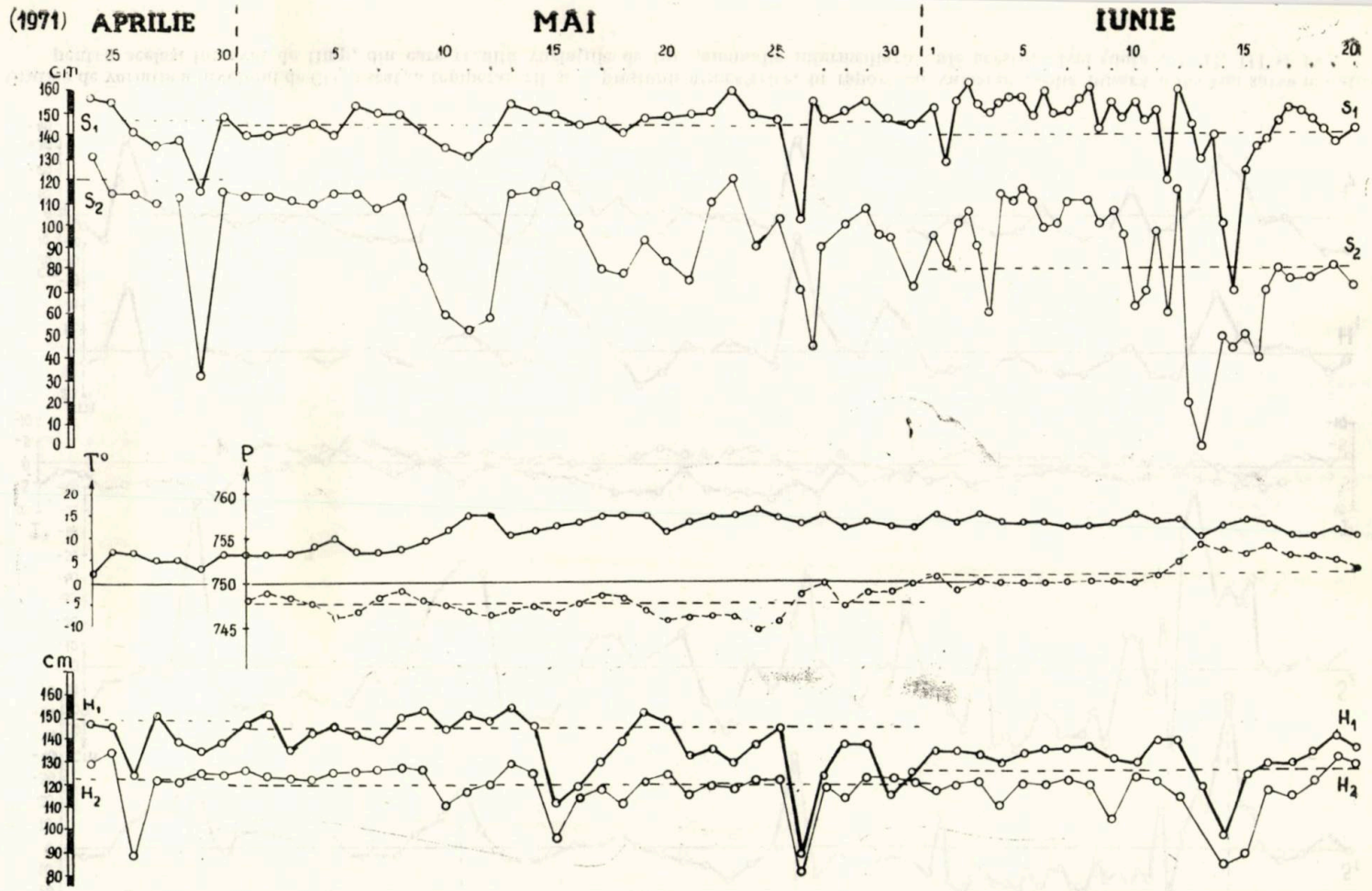
b. Des flux de CO_2 du type « anomalies intermédiaire », à oscillations de maximums et minimums comportant des périodes moyennes de 15 jours et des amplitudes comprises entre + 40 et —80 cm niveau de CO_2 sec. Les oscillations sont définies par rapport au niveau moyen de chaque mois (Planche II). La durée d'une oscillation est comprise entre deux pics de minimum successifs. La durée des pics de minimum varie de 1 à 4 jours.

c. Des flux de CO_2 du type « anomalie locale », à oscillations successives de maximums et minimums comportant des périodes comprises entre 2 et 5 jours. Dans la figure 3 on a séparé trois ondulations de ce genre pour la source S_1 et deux pour la source S_2 des bains de Pucioasa-Sîntimbru, avec des périodes moyennes de trois et respectivement cinq jours et avec des amplitudes comprises entre $\pm$25 cm niveau CO_2 sec. Les deux séries d'ondulations du type « anomalie locale » sont subordonnées aux ondulations du type « anomalie intermédiaire » ; ces dernières ont eu, en février 1971, une période qui n'a pas dépassé 12 jours.

d. Des flux de variations diurne proprement-dite, trop peu connue et subordonnées aux ondulations du type « anomalie locale » (fig. 3).

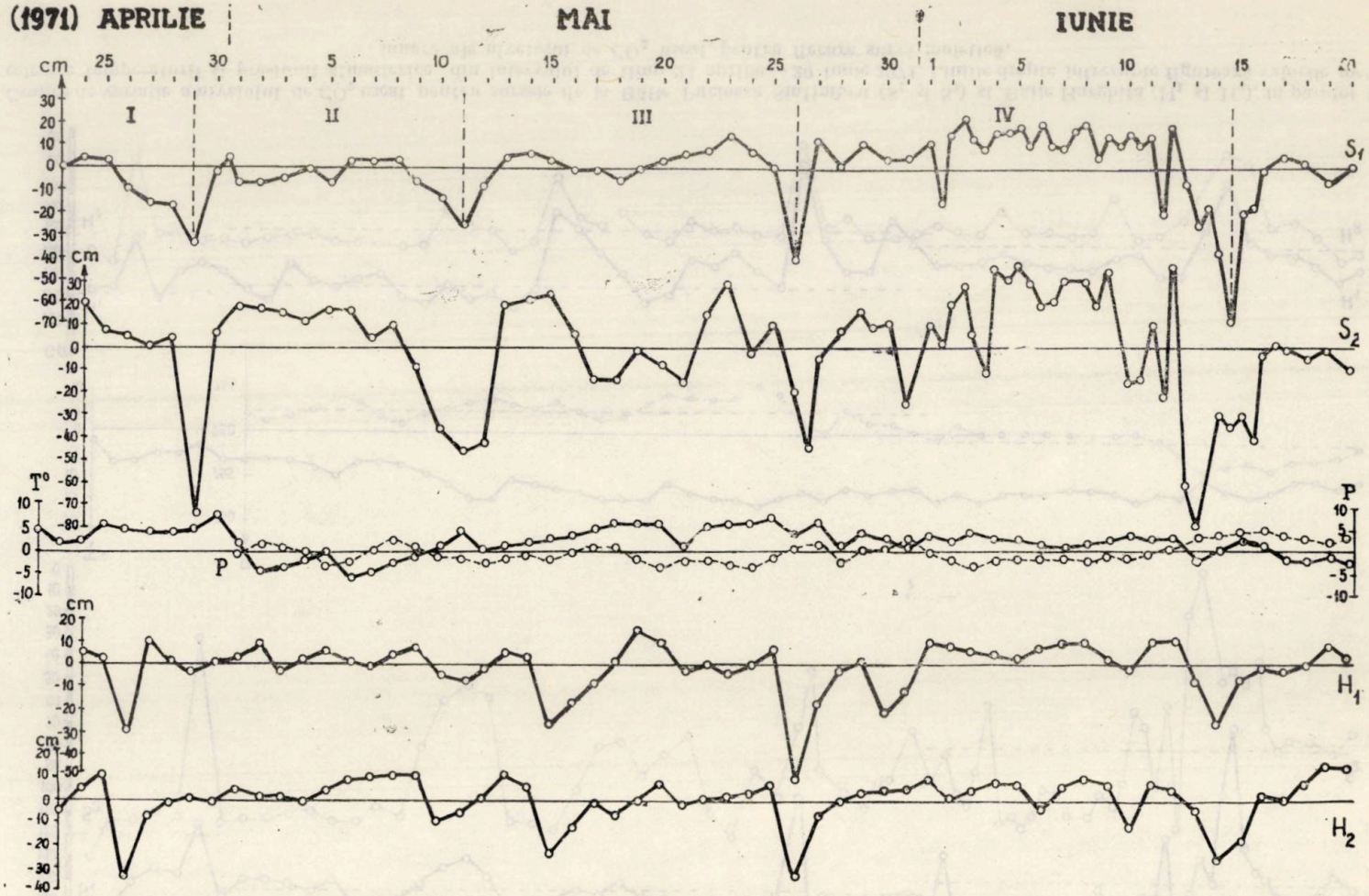
Ultérieurement à la rédaction du texte de ce travail, le remaniement par moyennes annuelles des données d'observations effectuées pour l'intervalle 1965—1973 concernant le contenu en CO_2 libre de l'eau carbogazeuse de la source principale de Borsec, révéla l'existence d'une cinquième type de flux de CO_2, formé d'oscillations successives de maximums et minimums à périodes de plusieurs années et peuvent être mis en parallèle avec l'anomalie géophysique du type continental.

La complexité du phénomène d'émanation mofettique révèle un complex de causes physico-géologiques qu'on ne peut très bien dégager de la quantité encore insuffisante d'observations que l'on posède à l'heure actuelle. Les auteurs considèrent que c'est leur devoir de les signaler et ils expriment l'espoir que de nouvelles études, prolongées dans le temps et appliquées sur un très grand nombre de points uniformément répartis sur l'aire mofettique, pourront apporter des précisions sur le degré de simultanéité de la rythmicité des différents types des flux de CO_2 d'un bout à l'autre de l'auréole mofettique, ainsi que sur la tendence d'évolution dans le temps de l'émanation mofettique, et que de cette manière on pourra préciser les causes de nature physico-géologiques internes et externes ainsi que le rôle qu'elles jouent à l'instauration de la rythmicité de ce phénomène très peu connu jusqu'ici.



PLANȘA I

Grafice de variație a nivelului de CO_2 uscat pentru sursele de la Băile Pucioasa Sintimbru (S_1 și S_2) și Băile Harghita (H_1 și H_2), în paralel cu cele ale temperaturii și presiunii atmosferice, din intervalul de timp 24 aprilie — 20 iunie 1971. Liniile drepte întrerupte figurează valorile medii lunare ale nivelului de CO_2 uscat, pentru fiecare sursă mofetică.



PLANȘA II

Grafice de variație a nivelului de CO_2 uscat, a temperaturii și a presiunii atmosferice, în raport cu valoarea medie lunară a fiecărei surse mofetice pentru același interval de timp, din care rezultă variațiile de tip „anomalie intermediară" ale acestui nivel (notate I, II, III și IV).

BIBLIOGRAFIE

AIRINEI ȘT., PRICĂJAN A. (1972 *a*), *Corrélations entre la structure géologique profonde et les manifestations postvolcaniques de l'éruptif néogène Călimani-Harghita sur le segment sud des Carpates Orientales*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géophysique, **16**, *1*, 123—131.

AIRINEI ȘT., PRICĂJEAN A. (1972 *b*), *Corrélations entre la structure géologique profonde et les manifestations postvolcaniques de l'éruptif néogène de Călimani-Țibleș-Gutăi sur le segment nord des Carpates Orientales*, Rev. roum. Géol., Géphys., Géogr., Série de Géophysique, **16**, *2*, 219—230.

PRICĂJAN A. (1972), *Apele minerale și termale din România*, Edit. tehnică, București.

Primit în redacție
la 4 iunie 1974

Facultatea de geologie-geografie, Universitatea București
M.M.P.G., Inspecția de stat de geologie minieră
M.M.P.G., I.P.G. — Harghita
M.M.P.G., I.G.P.S.M.S. — București

BAZINUL SILVANIEI — GENEZĂ ŞI EVOLUŢIE

DE

MIRCEA PAUCĂ

Numai cu un deceniu în urmă geologia Bazinului Silvaniei era încă prea puţin cunoscută. Lucrarea de sinteză a lui M. P a u c ă şi mai ales cele două teze de doctorat, a lui O. C l i c h i c i şi a lui E. N i c o r i c i, au contribuit, într-un timp relativ scurt, la cunoaşterea bazinului într-un grad superior tuturor celorlalte bazine din regiunea de vest a ţării. Cele două teze ajungînd şi la unele concluzii diferite, este necesară o analiză unitară a bogatului material documentar adunat pînă astăzi, întemeiată pe o cunoaştere adîncită nu numai a bazinului în totalitatea sa, dar şi pe cunoaşterea numeroaselor probleme puse de neogenul din toate bazinele vestice. Lucrările de pînă acum n-au epuizat nici pe departe numeroasele probleme care se pun, deoarece cele două teze nu acopăr bazinul în întregime.

GENEZĂ

În dezvoltarea postlaramică a regiunii de nord-vest a ţării constatăm existenţa în paleogen a unui bloc continental foarte ridicat tectonic, supus pînă în miocenul mediu unor repetate şi mereu intensificate faze de eroziune care au îndepărtat aproape total cuvertura de sedimente, dezgolind astfel fundamentul cristalin pe o suprafaţă maximă. Astăzi, în această regiune cristalinul apare la zi fragmentat, sub forma unui număr de opt horsturi caracteristice regiunii de nord-vest a ţării, horsturi care alcătuiesc masivul Munţilor Apuseni ascunşi.

Limita dintre bazin şi Munţii Meseş, şi apoi în continuare spre nord pînă la horstul Ţicăului, este reprezentată printr-o linie aproape dreaptă datorită săriturii mari suferită de fundamentul bazinului pe fractura de la contactul cu aceşti munţi. Faţă de Munţii Plopişului, limita bazinului se prezintă ca o linie în zigzag, datorită existenţei unor numeroase falii cu o importanţă mai mică, care se întretaie adesea, permiţînd apariţia unor mici pinteni şi insule de cristalin. După epocile în care s-au scufundat numeroasele blocuri componente ale fundamentului, constatăm, pe de o parte, existenţa unui vast sector de est, scufundat la începutul badenianului mediu, şi a unui sector de vest, mai mic, datînd numai de la începutul badenianului superior. Bazinul Silvaniei face parte din cele patru bazine neogene din nord-vestul ţării pe rama sau în fundamentul cărora constatăm prezenţa depozitelor paleogene.

Blocul Munţilor Apuseni ascunşi este separat de masivul Munţilor Apuseni printr-un sistem de falii cu o importanţă majoră — falii cu caracter crustal — pe care este amplasat Bazinul Vadului. Asemenea falii separă în scoarţa Pămîntului blocuri cu dimensiuni mari care au

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, Nr. 1, P. 75–88, BUCUREŞTI, 1975

prezentat timpuri îndelungate o evoluţie independentă de aceea a blocurilor învecinate. Într-adevăr, în tot timpul paleogenului şi în prima jumătate a miocenului, cînd blocul Munţilor Apuseni ascunşi se afla în continuă ridicare şi era supus unei eroziuni cu intensitate maximă, masivul Munţilor Apuseni, avînd o poziţie tectonică relativ scufundată şi fiind chiar acoperit pe mari suprafeţe de apele badenian superioare, şi-a păstrat o mare parte din cuvertura de sedimente paleozoic superioare şi mezozoice. Începînd cu mişcările stirice, sensul evoluţiei tectonice a celor două mari blocuri s-a inversat. În timp ce masivul Munţilor Apuseni se scufunda lent, fiind acoperit în mare parte de apele puţin adînci ale mării Paratethys, cea mai mare parte din masivul Munţilor Apuseni ascunşi a suferit scufundări intense, fiind acoperit timp îndelungat de apele mărilor neogene.

Constatarea existenţei unei tectonici rupturale, căreia mai de mult nu i s-a dat nici o atenţie, permite astăzi atît înţelegerea problemelor generale din bazinele vestice, cît şi rezolvarea unor probleme cu caracter local. Am identificat astfel existenţa a două direcţii principale de faliere : una orientată predominant nord-vest, denumită de noi direcţie carpatică, şi alta nord-est pe care o numim direcţie pannonică. Cele două direcţii predomină şi printre faliile care separă horsturile şi blocurile scufundate la diferite adîncimi ale fundamentului bazinelor.

Cele două direcţii de faliere pot fi constatate în toate bazinele neogene din vest, atît în cadrul ramei, cît şi a fundamentului, dar ele apar deosebit de evidente în Bazinul Silvaniei. Ele au continuat să fie active şi la sfîrşitul pliocenului, cînd a avut loc ridicarea horstului Munţilor Meseş. Unghiul drept, sub care se întîlnesc marginile bazinului la nord de Ciucea, rezultă din întretăierea acestor două direcţii de faliere perpendiculare. Îndelungata perioadă continentală prebadeniană, care a caracterizat istoria blocului din această regiune a ţării, a luat sfîrşit în timpul mişcărilor stirice din faza medie. În timpul acestora a avut loc mai întîi scufundarea numai a regiunii de est a bazinului, situată la est de Măgura Şimleului, regiune care a făcut parte în acel timp din marea lagună transilvană. Numai pe suprafaţa acestei regiuni constatăm existenţa tufului de Dej şi a evaporitelor, în timp ce în regiunea situată la vest de Măgura Şimleului aceste roci lipsesc.

Spre deosebire de alte bazine neogene din regiunea de vest, care au luat naştere într-o singură fază de scufundare, constatăm că Bazinul Silvaniei a luat naştere în două etape, cea de a doua corespunzînd mişcărilor de vîrstă stirică superioară, de cînd datează invazia apelor mării Paratethys şi în regiunea cuprinsă între horstul Măgura Şimleului şi Munţii Plopiş, ca şi pe întreaga suprafaţă a Depresiunii Dunării Mijlocii. Geneza Bazinului Silvaniei în două etape a avut drept consecinţă deosebiri nesemnalate încă în alcătuirea stratigrafică a celor două sectoare, de est şi de vest, deosebiri care scapă atenţiei în cazul cînd bazinul este cercetat fragmentar. O altă consecinţă a existenţei a două etape de scufundare, determinată şi de mişcările diferenţiate suferite de blocurile din fundament, este lipsa de unitate hidrografică, prezentată prin existenţa a trei rîuri care evacuează apele din bazin.

Evoluţie. După o îndelungată perioadă continentală, care a durat pînă în cretacicul mediu inclusiv, a urmat un al doilea ciclu de sedimentare reprezentat prin cretacicul superior. Mişcările laramice au provocat înce-

putul fragmentării vechiului uscat din regiunea de nord-vest a ţării în foarte numeroase blocuri mici, dispunîndu-le totodată la altitudini diferite. Pe suprafeţele blocurilor scufundate, în condiţiile unui climat fierbinte şi arid, care însă nu era lipsit de precipitaţii periodice — uneori deosebit de intense — au fost depuse mai întîi „stratele pestriţe inferioare" care conţin şi un important complex de calcar depus în condiţii evaporitice.

În domeniul ramei, peste stratele pestriţe inferioare urmează în continuitate de sedimentare luteţianul mediu-superior, reprezentat prin argile, gresii, marne cu numuliţi, gips etc. Aceste roci apar la contactul cu Munţii Meseş în două regiuni: la nord-est de Zalău şi la est de Stîrciu. Cu zeci de ani în urmă am constatat pe marginea de sud-est a oraşului Zalău urmele unei mici cariere în care a fost exploatat calcar luteţian. În timp ce la Zalău succesiunea luteţiană este completă, la Stîrciu este cunoscut numai gipsul. Acesta apare pe o suprafaţă de numai cîţiva metri şi era necunoscut anterior cercetărilor noastre, pentru motivul că apare într-un desiş de arbori tineri dificil de pătruns, situat pe stînga văii Ragului, la ieşirea acesteia din cristalinul Meseşului.

Ca şi în toate celelalte bazine neogene din vestul ţării, şi în Bazinul Silvaniei constatăm prezenţa numai a depozitelor badeniene, sarmaţiene şi pliocene.

PREBADENIAN ?

Încă din 1879 H o f m a n n a descris din regiunea localităţii Moigrad, est de Zalău, de pe valea Strîmturii, depozite de vîrstă burdigaliană, vîrstă acceptată şi astăzi de C l i c h i c i. Separarea peticului de pe valea Strîmturii a fost posibilă numai cu 100 de ani în urmă, cînd evoluţia unitară a bazinelor neogene din vest era un fapt necunoscut. Dacă totuşi burdigalianul a fost depus, atunci rămîne de lămurit cînd şi în ce împrejurări a fost erodat aproape în întregime ?

BADENIANUL

Sedimentele acestuia au trezit un interes maxim datorită faunelor foarte bogate ce conţin. Depozitele sale apar în strînsă legătură cu fundamentul cristalin, atît pe marginile bazinului, cît şi în jurul horsturilor din interior.

Depozitele badeniene au fost atribuite de C l i c h i c i şi de N i c o r i c i celor două orizonturi separate de ei, inferior şi superior, ale acestui etaj. Noi, încadrînd depozitele badeniene în fazele de mişcări stirice, am divizat badenianul în trei orizonturi, pentru a separa ca badenian mediu timpul scurs între mişcările stirice din subfazele medie şi superioară, cînd a avut loc depunerea tufului de Dej şi a evaporitelor, evenimente deosebit de importante în evoluţia geologică a regiunilor carpatice. Am stabilit de asemenea că, în timp ce orizontul superior acoperă toată suprafaţa bazinului, orizontul mediu apare numai în regiunea de la est de Măgura Şimleului, iar cel inferior lipseşte de pe întreaga suprafaţă a bazinului.

Această distribuţie a orizonturilor badeniene este consecinţa scufundării în două etape a bazinului.

N i c o r i c i a separat în regiunea situată imediat la nord de Ciucea două petice mici şi unul ceva mai mare de badenian inferior, care totalizează împreună circa o jumătate de kilometru pătrat. Prezenţa unui badenian inferior la Ciucea este bazată pe specii de *Nucula* şi de *Corbula* şi pe o microfaună de 108 specii caracterizată prin explozia speciei pelagice *Bulimina suturalis*, căreia i se atribuie o mare importanţă cronostratigrafică.

Cunoscînd că limitele actuale ale sedimentelor neogene sînt de dată recentă şi că marea Paratethys acoperea cea mai mare parte a Munţilor Apuseni, noi considerăm că sedimentele separate ca reprezentînd orizontul inferior al badenianului de la nord de Ciucea aparţin în realitate faciesului de oarecare adîncime a badenianului superior, facies în care fauna de moluşte este săracă, iar cea de echinoderme, corali etc. poate lipsi. Lipsa evaporitelor în sectorul de vest al bazinului, ca şi din întreaga Depresiune a Dunării Mijlocii, reprezintă un criteriu de prim ordin în problema încadrării cronostratigrafice amănunţite a depozitelor miocenului mediu, oricare ar fi argumentele de ordin biostratigrafic în favoarea existenţei badenianului inferior. În prezent, în problema precizării unor vîrste cu o durată relativ scurtă, criteriile diastrofic şi climatic pot cîntări uneori mai greu în comparaţie cu criteriul paleontologic.

Pe marginea de sud-vest a bazinului, badenianul superior — singurul existent — mai apare la zi pe ramă sub forma cîtorva petice situate între Ciucea şi Preuteasa, constînd din pietriş slab rulat, marne, calcar grezos, calcar cu *Lithothamnium* etc. Pietrişul bazal reprezintă un material de geneză piemontană cărat de torenţi de pe uscat, imediat după prăbuşirea acestei regiuni a bazinului cu ocazia mişcărilor din subfaza stirică superioară. Viaţa luxuriantă din badenianul superior îşi datoreşte existenţa unui complex de factori favorabili rar întîlnit : temperatura ridicată a unor ape cu salinitatea normală care circulau între oceanele Atlantic şi Indian sub forma unui curent de vaste proporţii, buna lor aerisire, substanţelor minerale şi organice aduse de vînt şi de rîurile care coborau de pe uscat într-o epocă cu climat umed şi cald.

N i c o r i c i constată că microfauna depozitelor badenian superioare separate de el este deosebit de săracă, fiind reprezentată prin numai 15 specii, fapt deosebit de suspect, deoarece microfauna badenian superioară a sectorului de est numără nu mai puţin de 325 de specii. Această constatare reprezintă un argument în plus că ambele orizonturi separate în regiunea de la nord de Ciucea aparţin badenianului superior. Într-adevăr, este greu de conceput existenţa unor ape care să conţină o macrofaună excepţional de bogată, care să fie deosebit de săracă în microfaună. Deosebirea între microfaunele celor două orizonturi separate de N i c o r i c i este în bună parte consecinţa condiţiilor de conservare oferite de sedimente. Depozitele litorale, reprezentate prin roci cu granulaţie relativ mare, au oferit un mediu de conservare bun numai pentru macrofosile, în timp ce marnele depuse în apele liniştite şi relativ adînci din larg au permis conservarea abundentă a microfaunei care se dezvolta acolo în mare număr. Apreciind că moluştele nu oferă criterii concludente pentru separarea badenianului superior de cel inferior, N i c o r i c i atribuie acest rol micro-

aunei. Totuşi, macrofauna fiind mai îndelung cercetată, mai bine cunoscută şi mai comod de folosit, va fi numai cu greu înlocuită.

Referindu-ne la regiunea de est a bazinului, constatăm că badenianul apare pe suprafeţe mai mari, prezentîndu-se sub forma unei zone aproape continue pe latura de vest a Munţilor Meseş, unde posedă o lăţime de circa un kilometru. Badenianul mai apare aici în legătură cu horstul cristalin al Măgurii Şimleului sub forma unui petic de circa un kilometru pătrat reprezentat prin nisip, marne, cinerite şi calcare aparţinînd orizontului superior. În jurul horstului Coşei el ocupă o suprafaţă mai mare.

În cercetările precedente, neţinîndu-se seama de criteriile climatic şi diastrofic, care pot da indicaţii cronostratigrafice importante, cercetătorii au ajuns la concluzii care nu mai rezistă astăzi. Astfel, i s-a atribuit gipsului vîrsta bugloviană, plasînd depunerea acestuia într-un timp relativ umed, cînd, ca o consecinţă a mişcărilor din faza moldavică, marea Paratethys îşi pierduse legăturile oceanice şi nu mai era unitară, iar diferitele bazine componente se aflau în curs de îndulcire. Grosimea excepţională a buglovianului din unele regiuni situate în imediata apropiere a regiunilor carpatice indică, de asemenea, un climat foarte umed, caracterizat prin eroziune şi transport intens.

În Bazinul Silvaniei, gipsul apare în patru regiuni : 1) pe marginea de nord-est, la vest de Benesat ; 2) pe versantul drept al pîrîului Zalău între Borla şi Bocşa, reprezentat prin macle de circa 15 centimetri în formă de coadă de rîndunică, în ambele regiuni gipsul avînd vîrsta badenian medie, 3) la est de Stîrciu şi 4) la nord-est de Zalău, în ambele cazuri pe ramă şi aparţinînd luteţianului mediu.

Aspectul cristalografic particular al gipsului de pe valea Zalăului, sub formă de macle mari îl atribuim influenţei hidrotermale suferită de toate rocile miocene situate în jurul horstului cristalin al Măgurii Coşeiului, unde se constată existenţa unei activităţi vulcanice miocene. Aceasta a determinat nu numai transformarea stării cristalografice a gipsului, dar a provocat şi alterarea tufului de Dej prezent în mare cantitate în dealurile de la vest de Guruslău, tuf care se prezintă deosebit de geliv şi inapt pentru construcţii. Dealtfel, influenţa hidrotermală se resimte pînă departe de faliile principale, care delimitează horstul cristalin al Măgurii Coşeiului, ele determinînd apariţia gipsului fibros depus pe falii secundare în regiunea de la sud de Şamşud.

Scufundarea sectorului de vest al bazinului, situat în contact cu Munţii Plopiş, a început într-un tempo relativ lent, după cum reiese din instalarea temporară a condiţiilor de turbărie care, pe valea Hodobaştina (Preuteasa), au dat naştere unei lentile de lignit. Calcarul de Leitha reprezintă faciesul recifogen de foarte mică adîncime depus în tot timpul badenianului superior în ape care nu primeau material terigen abundent. Prezenţa acestui facies sub formă de intercalaţii la diferite nivele ale badenianului superior a fost determinat de condiţii paleogeografice locale. În timpul depunerii acestuia, în apele din largul Bazinului Transilvaniei se depuneau stratele cu radiolari şi cele cu *Spirialis*.

În sectorul de est al bazinului, C l i c h i c i a determinat o macrofaună badenian superioară care totalizează numai 107 specii, în timp ce microfauna însumează 325 de specii care aparţin la 82 de genuri bentonice. Genurile pelagice sînt rare, dar reprezentate prin indivizi numeroşi. Marea

bogăţie a microfaunei badenian superioare din sectorul de est al bazinului contrastează cu numărul foarte redus al speciilor de aceeaşi vîrstă din sectorul de vest al bazinului, fiind consecinţa condiţiilor faciale diferite din cele două sectoare. În timp ce Munţii Plopişului erau exondaţi formînd un ţărm la care se dezvolta o macrofaună bogată, care se hrănea în parte şi cu reprezentanţi ai microfaunei, iar sedimentele grosiere nu favorizau conservarea acesteia din urmă, regiunea în care apar astăzi Munţii Meseş poseda ape relativ adînci şi o macrofaună săracă, iar apele circulau liber spre Bazinul Transilvaniei, creînd condiţii favorabile dezvoltării şi conservării microfaunei.

SARMAŢIANUL

Ca şi în toate celelalte bazine vestice, şi în Bazinul Silvaniei se constată existenţa unei continuităţi de sedimentare de la badenian la sarmaţian, precum şi prezenţa a numeroase specii care au supravieţuit din badenianul superior, dovedind îndulcirea treptată a apelor. Mişcările din faza moldavică n-au separat brusc marea Paratethys de oceane.

După întreruperea legăturilor cu Oceanul Atlantic, comunicaţiile mării sarmatice persistînd numai cu Oceanul Indian, îndulcirea apelor din diferitele bazine componente a avut loc cu o intensitate descrescîndă de la vest spre est, fapt care a determinat diferenţierea faunelor din bazinele Paratethysului. Deşi contemporane, faunele sarmaţiene din aceste bazine posedau un caracter marin cu atît mai curat cu cît erau mai apropiate de Oceanul Indian. În tot timpul neogenului, legăturile cele mai largi ale Depresiunii Dunării Mijlocii aveau loc cu mările din est, care îi determinau gradul de salinitate a apelor, iar în miocen i-au influenţat compoziţia speciilor. Marea sarmatică mai prezenta pe vastele ei suprafeţe deosebiri privind permanenţa apelor în diferitele ei bazine, astfel că în Depresiunea Dunării Mijlocii sarmaţianul superior a reprezentat o perioadă continentală, necunoscută pe asemenea suprafeţe în bazinele extracarpatice.

Pe marginea de vest a Bazinului Silvaniei constatăm existenţa unui facies calcaros, depus în apele foarte puţin adînci situate pe cristalinul Munţilor Plopiş, şi a unui facies detritic, depus la o depărtare mică de ţărm în ape ceva mai adînci. Printre cele 38 de specii de moluşte, determinate de N i c o r i c i, predomină genul *Cardium* şi ceriţii, apoi *Ervilia* etc. În sectorul de răsărit al bazinului remarcăm lipsa calcarului cu moluşte, ca o consecinţă a prezenţei unor ape relativ adînci şi a lipsei unui ţărm apropiat, fapt explicabil deoarece prin această regiune avea loc şi în sarmaţian, ca anterior în badenian, o legătură largă între apele Depresiunii Dunării Mijlocii şi ale Bazinului Transilvaniei. C l i c h i c i a determinat din acest sector 140 de specii de foraminifere şi numai 38 de specii de moluşte sarmaţiene. Microfauna sarmaţiană constă din aproape aceleaşi genuri ca şi cea badeniană, reprezentată şi prin specii bentonice comune.

Constatăm că şi în Bazinul Silvaniei, ca în toate cele t e bazine vestice, fauna sarmaţiană apare mult sărăcită în comparaţie cu cea badeniană, ca o consecinţă a începutului de îndulcire a apelor, a răcirii lor, a restrîngerii continue a arealului acoperit de ape şi a lipsei unor curenţi

vaşti. Ea este mai săracă şi în comparaţie cu faunele din mările extracarpatice, care acopereau suprafeţe mai vaste şi erau brăzdate de curenţi. Piritizarea frecventă a microfaunei sarmaţiene din Bazinul Silvaniei dovedeşte că unele ape adînci erau oxigenate imperfect.

În comparaţie cu badenianul, sarmaţianul pune probleme mai puţin numeroase. Lipsa unor depozite care să poată fi atribuite sarmaţianului superior, cu un conţinut biostratigrafic identic celuia din depresiunile extracarpatice, nu ne surprinde, deoarece fiecare depresiune a posedat o evoluţie mai mult sau mai puţin independentă. Această lipsă este interpretată în mod diferit. N i c o r i c i admite concepţia că, după depunerea sarmaţianului mediu, a urmat o coborîre uşoară şi de scurtă durată a nivelului apelor, după care a urmat transgresiunea mării pannonice. C l i c h i c i admite retragerea totală a apelor, care au revenit după o eroziune intensă.

Compoziţia litologică asemănătoare a sedimentelor sarmaţiene cu cele pliocene depuse la oarecare depărtare de ţărm şi păstrate în cantitate mai mare — cele litorale de vîrstă sarmaţiană fiind în bună parte erodate —, faptul că după faza continentală sarmaţian superioară relativ scurtă transgresiunea pliocenă a găsit sedimentele sarmaţiene lipsite de orice diageneză, astfel că — la revenirea apelor — depozitele de cele două vîrste s-au amestecat, a determinat ca limita sarmaţian/pliocen să nu fie întotdeauna evidentă. În consecinţă, geologul neavertizat este tentat să constate între rocile celor două vîrste existenţa unei continuităţi de sedimentare, care în realitate este inexistentă.

PLIOCENUL

Depozitele de această vîrstă, deşi acoperă circa 90% din suprafaţa bazinului, au făcut totuşi obiectul celor mai puţine cercetări. Cauza trebuie căutată în monotonia litologică — marne şi nisipuri, rar pietriş şi lignit —, în lipsa unor structuri plicative mai atractive pentru cercetători, precum şi în sărăcia faunei în care predomină reprezentanţii numai a patru familii de moluşte de apă dulce : melanopside, congerii, limnocardiacee şi unionide. Pulmonatele, care se dezvoltau în vegetaţia de la suprafaţa apelor, au făcut obiectul a prea puţine cercetări.

Faza continentală premergătoare invaziei apelor pliocene a determinat lipsa oricărei continuităţi faunistice marine, în timp ce suprafeţele acoperite în acea fază de lacuri cu apă dulce au permis dezvoltarea din plin a faunei de moluşte dulcicole existentă încă din miocenul mediu, faună care s-a înmulţit considerabil în pliocen. Dacă între faunele badeniene şi cele sarmaţiene din Depresiunea Dunării Mijlocii cunoaştem un număr de cîteva zeci de specii marine comune, între faunele sarmaţiene şi cele pliocene abia dacă se cunosc cîteva forme comune de apă dulce. În caz că n-ar fi intervenit o epocă continentală, saltul faunistic din baza pliocenului ar părea cu totul de neînţeles.

Pliocenul reprezintă una dintre marile probleme nu numai ale neogenului din Bazinul Silvaniei, dar şi al aceluia din întreaga depresiune. Asupra vîrstei precise a depozitelor sale geologii nu s-au putut pune încă

de acord. Alcătuirea litologică şi conţinutul biostratigrafic particular au determinat ca depozitele sale să fie atribuite încă de acum aproape un secol — cînd geologii nu dădeau atenţia cuvenită faciesurilor, ci se străduiau să separe cît mai multe etaje, ca şi specii fosile noi — unui etaj nou, denumit pannonian. Cu toată marea ei vechime, denumirii de etaj pannonian i s-a dat puţină atenţie pînă după 1920, timp de 50 de ani folosindu-se în continuare termenul de ponţian.

În ultimele decenii, geologii, care nu recunosc importanţa fazei continentale de la sfîrşitul miocenului şi deci admit continuitatea de sedimentare sarmato-pliocenă, au atribuit acestor depozite vîrsta sarmaţian superioară şi pliocen inferioară. Bazaţi pe faptul că nu numai în regiunea ţărmului, dar chiar şi în plina lor arie de răspîndire, depozitele în facies pannonic sînt dispuse, atît la zi cît şi în foraje, uneori direct peste badenian, alteori peste sedimente mezozoice sau chiar peste cristalin — deci au fost depuse după o intensă fază de eroziune —, cît şi pe criterii biostratigrafice, noi atribuim acestor depozite vîrsta pliocen inferioară, care cuprinde cel puţin depozitele echivalente ponţianului extracarpatic.

Geologii care atribuie etajului pannonian o vîrstă începînd cu sarmaţianul superior plasează acest etaj într-o epocă de eroziune continentală mai intensă chiar decît cea actuală. Deşi în bazinele vestice eroziunea a început încă din a doua jumătate a pliocenului — deci acum circa două milioane de ani — ea n-a reuşit să îndepărteze decît o parte cu totul neînsemnată a sedimentelor pliocene, în timp ce eroziunea din sarmaţianul superior a îndepărtat cea mai mare parte din sedimentele miocene depuse anterior, care apar astfel pe suprafeţe minime.

Absenţa foraminiferelor din depozitele sub facies pannonic reprezintă un alt argument important în susţinerea concepţiei asupra lipsei unei continuităţi de sedimentare şi pentru existenţa unei epoci continentale în sarmaţianul superior. Admiţînd existenţa continuităţii de sedimentare şi a vîrstei parţial sarmaţian superioare a depozitelor dezvoltate în facies pannonic, lipsa foraminiferelor din depozitele considerate ca salmastre foarte îndulcite din baza depozitelor pannoniene reprezintă o problemă cu totul inexplicabilă. Diferitele accepţiuni cronostratigrafice, date succesiv depozitelor în facies pannonic, au determinat o confuzie serioasă în jurul acestui termen stratigrafic, confuzie care poate fi înlăturată numai prin renunţarea la folosirea acestuia. În evoluţia mării pannonice care, în afară de Depresiunea Dunării Mijlocii, acoperea şi Bazinul Transilvaniei, constatăm existenţa a două etape de sedimentare cu caractere diferite, determinate de fazele de diastrofism attică tîrzie şi rhodanică, cînd s-au depus ponţianul, respectiv dacianul.

PONŢIANUL

Prima etapă, corespunzătoare etajului ponţian, a urmat prăbuşirilor provocate de mişcările din subfaza attică tîrzie, contemporane unor noi ridicări suferite de lanţul carpatic şi de Munţii Apuseni. Aceste mişcări au determinat umplerea Depresiunii Dunării Mijlocii cu apele aduse de rîurile de pe uscatul est-european, rîuri cărora li se tăiase scurgerea spre bazinele marine extracarpatice. Necunoaşterea transformărilor paleogeo-

grafice din sarmaţianul superior şi din baza pliocenului a contribuit la menţinerea pînă în prezent a acelei ipoteze vechi conform căreia apele mării pannonice provin din îndulcirea lentă şi totală a apelor mării sarmatice, după cum şi acestea proveniseră din îndulcirea parţială a apelor mării badeniene.

În timpul primei etape, sedimentarea a prezentat un caracter liniştit. În largul apelor se depunea o alternanţă predominant marnoasă cu intercalaţii relativ subţiri de nisip. Sedimentele erau aduse de curenţii superficiali de pe blocurile învecinate în curs de ridicare, unde erau erodate predominant depozitele miocene încă neconsolidate. Numai în regiunile imediat învecinate ţărmului se depunea material grosier adus de apele care traversau relieful energic provocat de scufundarea în trepte, care a dat naştere bazinului. Ponţianul din colţul de sud al bazinului constă dintr-o alternanţă de nisip fin cu pietriş provenit din riolitul adus de rîul paleo-Drăgan care, coborînd din masivul Vlădeasa, depunea la nord de Ciucea un mare con de dejecţie peste depozitele miocene.

Lipsa unor curenţi descendenţi, care să aducă oxigenul pînă la fundurile adînci ale apelor, a avut drept consecinţă absenţa pe mari suprafeţe a faunei bentonice. Apele adînci erau otrăvite cu H_2S, iar în sedimente se formau concreţiuni minuscule de marcasită, care dau nuanţa vînăt-albăstruie a marnelor ponţiene. În tot timpul neogenului, în funcţie de reducerea crescîndă a suprafeţei apelor, aerisirea fundului devenea tot mai deficitară atingînd un maximum în ponţian.

În această etapă viaţa era posibilă numai la suprafaţa apei, precum şi în regiunile foarte puţin adînci din imediata apropiere a ţărmului. Marea majoritate a faunei, în special gasteropodele, era cantonată în regiunea ţărmului. Cu gasteropodele conviețuiau congerii mari şi cu scoica groasă, exemplare rare de *Unio* etc. Apele încălzite de izvoarele termale radioactive, care apăreau frecvent pe liniile de falie de-a lungul cărora se produsese scufundarea bazinului, favorizau dezvoltarea speciilor gigantice de *Melanopsis* cu cochilia ornamentată şi groasă, descrise sub forma a numeroase specii şi subspecii. În unele regiuni, apele bine oxigenate ale rîurilor pătrundeau pînă la mici depărtări de ţărm, permiţînd dezvoltarea limnocardiaceelor, familie care lipseşte din compoziţia faunei litorale. În larg, vegetaţia de la suprafaţa apelor adăpostea planorbide şi limneide. Acesta era biotopul în care trăia *Valenciennius*, deşi specii ale acestui gen sînt încă necunoscute în bazin. În larg, la suprafaţa apei, trăiau numeroase ostracode, încă insuficient cercetate.

Punctul fosilifer ponţian cel mai important, bogat în specii de *Melanopsis* şi de *Congeria* mari, cu scoica groasă, se află pe marginea de nord a satului Pericei. Aici, fosilele apar în zăcămînt secundar, fiind aduse de torenţi din jurul Măgurii Şimleului împreună cu pietriş, cu ocazia retragerii apelor în timpul mişcărilor din faza rhodanică. Aceeaşi este situaţia în punctul fosilifer din cariera de pe marginea de est a satului Porţ din capătul de nord-est al cristalinului Plopişului. Este de remarcat că punctele fosilifere cu faună litorală bogată sînt deosebit de puţine, în comparaţie cu dezvoltarea acestei faune pretutindeni în regiunea ţărmului, pentru motivul că ea a fost distrusă în cea mai mare parte cu ocazia ridicării ramei şi a retragerii apelor în timpul mişcărilor din faza rhodanică. Fauna litorală ponţiană se dezvolta pe marginea Munţilor Plopiş şi în jurul horstului cristalin al Măgurii Şimleului. Asupra Măgurii Coşeiului nu avem

dovezi că se ridica şi ea deasupra apelor. Fauna ponţiană litorală nu s-a dezvoltat pe marginea de est a bazinului la contactul acestuia cu Munţii Meseş pentru motivul că regiunea acestor munţi era acoperită de apele adînci ale mării pannonice.

De pe suprafeţele unde se dezvolta, fauna ponţiană litorală a fost distrusă în cea mai mare parte de eroziune în timpul retragerii apelor spre sfîrşitul pliocenului, iar în punctele unde apare, ea se găseşte în zăcămînt secundar. Cu ocazia regresiunii mării ponţiene — fenomen datorat scufundării blocurilor din fundamentul Depresiunii Dunării Mijlocii, precum şi ridicării blocurilor componente ale ramei — apele au antrenat faunele litorale la altitudini ceva mai joase, unde au fost îngrămădite pe suprafeţe limitate. Dovada că fauna ponţiană litorală se găseşte cel mai adesea în zăcămînt secundar o avem în lipsa frecventă a indivizilor tineri ai speciilor *Melanopsis fossillis*, *M. vindobonensis*, *Congeria subglobosa* etc., precum şi în prezenţa speciilor miocene remaniate. Depozitele ponţiene apar la zi numai în versanţii văilor principale din sectorul de sud-est al bazinului. În sectorul de nord-vest, unde bazinul ia contact larg cu Depresiunea Dunării Mijlocii, depozitele ponţiene sînt cunoscute numai din foraje la adîncimi de peste 200 de metri.

DACIANUL

Cea de a doua etapă de sedimentare a pliocenului a succedat unei epoci de calm orogenic şi s-a caracterizat în toate bazinele vestice prin intensificarea, în faza de mişcări rhodanice, a ridicării ramei, ridicare care a continuat şi în faza de mişcări valahe prin atingerea altitudinii actuale a masivului Munţilor Apuseni şi a Munţilor Meseş. În continuare de sedimentare, peste rocile depuse anterior a luat naştere mai întîi o alternanţă de marne cu strate de lignit şi de nisipuri, care totalizează o grosime de circa 100 metri. Urmează un complex de nisipuri avînd, către partea superioară, un caracter tot mai torenţial şi o grosime care, în sectorul de sud-est al bazinului, se ridică la maximum 100 de metri, în timp ce în sectorul de nord-vest, cu o scufundare mai intensă şi mai îndelungată, acest complex depăşeşte 200 de metri.

Depozitele din această a doua etapă de sedimentare, mai mult decît cele de vîrstă ponţiană, nu provin din rama imediată a bazinului, ci au fost aduse în marea lor majoritate din regiuni îndepărtate şi nu întotdeauna bine cunoscute. Ele conţin adesea lentile de pietriş fin pînă departe în interiorul bazinului, alteori galeţi mici de cinerite albe sau de marne remaniate, aduse de curenţi. Condiţiile de sedimentare deltaice apar evidente. În lipsa unor studii sedimentologice, care să ne dea indicii asupra provenienţii materialului depus, noi admitem că acesta a fost cărat în cea mai mare parte de către apele care evacuau Bazinul Transilvaniei la începutul mişcărilor din faza rhodanică.

Referindu-ne la depozitele lignitifere, constatăm existenţa unor deosebiri între sectorul de sud-est, unde lignitul posedă o răspîndire cu totul secundară, este subţire şi inexploatabil, şi sectorul de nord-vest, unde lignitul apare pe suprafeţe mari, începînd din capătul de nord-vest al cristalinului Munţilor Plopiş, pentru a se continua mai întîi spre est pnă la Suplacu de Barcău şi apoi în direcţie nord-est, trecînd pe la Bobota

şi Sărmăşag pînă la Chiejd. Prezenţa lignitului, care a luat naştere în condiţiile unui climat cald şi umed cu o largă răspîndire geografică, permite echivalarea depozitelor care-l conţin şi pe cele superioare lor cu depozitele de asemenea lignitifere din exteriorul Carpaţilor, atribuite dacianului încă de multe decenii.

Existenţa lignitului sub forma unor numeroase lentile, în general mici, care alternează cu marne sau nisipuri, dovedeşte că fundul apelor din sectorul de nord-vest suferea o mişcare de scufundare intermitentă. După fiecare scufundare, sedimentarea detritică se intensifica, depunîndu-se strate de nisip pînă ce fundul apelor se ridica în imediata apropiere a suprafeţei acestora, permiţînd din nou dezvoltarea vegetaţiei. O nouă scufundare îngropa vegetaţia, după care urma iarăşi intensificarea sedimentării detritice. Dezvoltarea lignitului sub formă de lentile de origine sedimentară o atribuim existenţei unui fundament fragmentat.

Nisipurile torenţiale sînt în mod frecvent lipsite de fosile. Foarte rar pot fi găsite în ele fragmente de *Melanopsis* şi de *Congeria* ponţiene, remaniate de torenţi din depozitele litorale distruse de eroziune în faza rhodanică. În largul bazinului, la Derşida, M a x i m şi G h i u r c a (1960) au descris totuşi din strate depuse în ape liniştite o faună autohtonă relativ bogată în unionide etc., căreia îi atribuim vîrsta daciană. *Unio flabelatiformis*, prezent în această faună sub forma unor numeroase varietăţi, a mai fost constatat de noi în nisipul terminal de la vest de Derna.

Odată cu începutul retragerii apelor îşi face apariţia fauna de mamifere. Astfel, de la Derşida M a x i m a determinat resturi de *Dinotherium*, iar de la Tătăruş sînt cunoscute resturi de : *Bunolophodon*, *Ananchus*, *Dicerorhinus*, *Sus*, *Propotamochoerus* etc., mamifere a căror apariţie datează încă din pliocenul inferior. De la Pria se cunoaşte un molar de *Hipparion*. În regiunea de contact a bazinului cu Depresiunea Dunării Mijlocii constatăm că nisipurile pliocen superioare conţin cantităţi local apreciabile de minerale grele, astfel că sedimentele capătă pe grosimi centimetrice o culoare neagră, cenuşie sau verzuie.

În timpul mişcărilor din faza rhodanică apele lacului transilvan s-au retras într-o primă fază pe deasupra întregii suprafeţe a Munţilor Meseş, care îşi datoresc altitudinea lor actuală abia mişcărilor de la sfîrşitul pliocenului, de cînd datează limita de sud-est a bazinului. Existenţa a trei cursuri de ape (Poniţa, Ragul şi Strîmtura), care traversează şi astăzi culmea Meseşului, vine în sprijinul acestei afirmaţii. În tot timpul ponţianului, ca şi anterior în sarmaţian şi badenian, Munţii Meseşului nu prezentau un obstacol în calea apelor care circulau larg între Depresiunea Dunării Mijlocii şi Bazinul Transilvaniei. După retragerea apelor din Bazinul Silvaniei, începînd cu pliocenul terminal, mişcările suferite de diferitele blocuri ale fundamentului, ale ramei şi ale umpluturii neogene a bazinului sînt trădate de aspectul particular prezentat de reţeaua hidrografică.

EVOLUŢIA REŢELEI HIDROGRAFICE

Spre deosebire de majoritatea bazinelor din vest, care posedă o reţea hidrografică unitară cu un rîu principal situat în axul lor, constatăm că Bazinul Silvaniei prezintă o reţea hidrografică difuză, tributară la trei rîuri exterioare bazinului. Someşul, prin pîrîul Sălaj, primeşte apele unei

mici suprafeţe situată în sectorul de nord-est al bazinului ; Tisa primeşte pîrîul Crasna care drenează o suprafaţă apreciabilă din regiunea axială, iar Crişul Repede primeşte apele pe care Barcăul le adună de pe marginea de sud-vest a bazinului. În regiunile caracterizate printr-un fundament cu structură de blocuri, distribuţia reţelei hidrografice dă indicii valoroase asupra amplasării faliilor ce le separă, folosite de cursurile apelor, precum şi a succesiunii evenimentelor diastrofice care au avut loc odată cu retragerea definitivă a apelor.

Evacuarea apelor în pliocenul superior nu s-a produs deodată în cele două sectoare, de sud-est şi de nord-vest ale bazinului, separate prin horsturile interne. Iniţial a avut loc ridicarea sectorului de sud-est, şi anume începînd din sud-vest înspre nord-est, dirijînd apele spre Someş. Obstacolul temporar produs de cele două horsturi cristaline interne — măgurile Şimleului şi Coşeiului —, precum şi faptul că Bazinul Băii Mari, cu care Bazinul Silvaniei se afla în pliocen în comunicare largă, posedă un maximum de scufundare în sectorul său de vest folosit în prezent de cursul Someşului, a determinat ca prima reţea hidrografică din bazin să se instaleze în sectorul de sud-est şi să aibă o direcţie paralelă cu Munţii Meseş. Apele rîului paleo-Drăgan, care coborau din Munţii Vlădeasa în capătul de sud al bazinului, şi-au prelungit cursul spre nord-est, folosind traseul actual al văii Crasna pînă la Vîrşolţ şi apoi al văii Sălajului pentru a se vărsa în Someş.

Concomitent, reţeaua hidrografică începea să se organizeze şi în sectorul de nord-vest, întinzîndu-şi izvoarele regresiv spre sud-est, depăşind linia horsturilor din interiorul bazinului. Astfel s-a produs captarea de la Vîrşolţ care a deviat cursul superior al Crasnei mai întîi spre vest, apoi spre nord şi nord-est folosind sistemul de falii rectangulare spre a-şi găsi orientarea sa actuală. Pretutindeni în bazin fracturile, deşi lipsite de sărituri apreciabile, au jucat un rol important în instalarea a numeroase sectoare de pîraie pe traseele lor actuale, părăsind linia de cea mai mare pantă pe care se instalaseră iniţial.

Ca şi sectorul de bazin pe care îl drenează, rîul Barcău a luat naştere într-o a doua etapă de dezvoltare a reliefului. Izvorînd din colţul de sud-est al bazinului, Barcăul şi-a stabilit iniţial cursul pe sistemul de falii care separă bazinul de Munţii Plopiş. Curînd apoi, ca o consecinţă a mişcărilor de ridicare a cristalinului Munţilor Plopiş, sectorul Barcăului cuprins între localităţile Subcetate şi Marca a părăsit sistemul de falii marginale ale Plopişului alunecînd tot mai mult spre nord-est, fiind împins de numeroşii torenţi ce coborau din Plopiş, dar rămînînd „agăţat" de cristalin pe distanţe de cîte circa trei kilometri în regiunile dintre aceste două localităţi, precum şi între Tusa şi Preuteasa. Asimetria evidentă a cursului Barcăului între Subcetate şi Marca, unde posedă un versant stîng prelung cu numeroşi afluenţi şi un versant drept scurt, cu relief energic, nu lasă nici un dubiu în această problemă. Contactul dintre rocile dure ale Munţilor Plopiş şi rocile moi ale neogenului din bazin, mişcarea de ridicare a cristalinului, precum şi nivelul de bază local al pîraielor tot mai coborît din pleistocen, care s-au adîncit fără dificultate în rocile neogene moi, au dat naştere pe marginile Munţilor Plopiş unor sectoare de văi în formă de canion care pot fi urmărite pe distanţe de mulţi kilometri.

Distribuţia reţelei hidrografice lipsită de unitate a bazinului şi remanierea repetată suferită sînt consecinţa mişcărilor suferite în pliocenul superior şi în pleistocen atît de blocurile componente ale fundamentului, cît şi de marile blocuri din regiunile imediat învecinate, inclusiv acela al Depresiunii Dunării Mijlocii. Aspectul reţelei hidrografice trădează direcţiile divergente spre care au fost atrase rînd pe rînd apele în pleistocen, datorită scufundării la diferite date a unora şi apoi a altora dintre numeroasele blocuri din exteriorul bazinului. O contribuţie valoroasă la explicarea evoluţiei reliefului din Bazinul Silvaniei o găsim în lucrarea lui Al. Savu (1965).

Evoluţia deosebit de complexă în amănunt a reliefului, începînd din timpul cînd bazinul a fost golit de ape pînă în prezent, este trădată de numeroasele modificări suferite de reţeaua hidrografică şi de lipsa ei de unitate. Această evoluţie ar putea face obiectul unor ample cercetări neotectonice şi geomorfologice care, în prezent, pot fi bazate şi pe o vastă documentaţie geologică.

DAS SILVANIA-BECKEN – ENTSTEHUNG UND WERDEGANG

ZUSAMMENFASSUNG

Das Silvania-Neogenbecken liegt im Nord-Westen Rumäniens. Es gehört zu den vielen Buchten welche, vom Paratethys-Meer aus, tief ins Innere der rumänischen Westkarpaten eindrangen. Das Becken entstand während zweier Senkungsbewegungen in der steirischen Phase auf Kosten eines alten, tief zernagten Festlands. Das Grundgebirge besteht meistens aus Glimmerschiefern, die Beckenfüllung aber aus badenischen, sarmatischen und pliozänen Gesteinen. Während die miozänen Gesteine nur geringe Flächen einnehmen, bedecken die pliozänen über 90% der Beckenfläche. — Das kristalline Grundgebirge liegt nicht tief und erscheint infolgedessen in Form zweier kleiner Horste zu Tage. Die Absenkung des Beckens erfolgte entlang zweier NO—SW und NW—SO gerichteten Verwerfungssystheme. Anfänglich, im Mittelbadenien, stürzte nur der Ostteil des Beckens ein. Die Mittlere Donausenke bestand noch nicht. Als zeitlicher Bestandteil der großen Transsylvanischen Lagune wurden Evaporite und Dej-Tuffe abgelagert. Zu Beginn des Oberbadeniens, gleichzeitig mit der Entstehung der Mittleren Donausenke, stürzte auch der Westteil des Beckens ein, welches keine Evaporite und keinen Dej-Tuff enthält. — Das badenische Leben war besonders reich. Es wurden 294 Mollusken-und 325 Foraminiferenarten, Mikroflora u.s.w. beschrieben. Die sarmatischen (180 Arten) und die pliozänen (50 Molluskenarten) Faunen wurden immer dürftiger infolge der fortschreitenden Verringerung der Wasserfläche, der zunehmenden Wassereinsüßung und des Sauerstoffmangels. Während des Pont waren die tiefen Gewässer mit H_2S ganz vergiftet und die entsprechende Bodenfläche unbelebt. — Im Obersarmat läßt sich die Entleerung der Gewässer und eine tiefe Abtragungstätigkeit in der ganzen Mittleren Donausenke feststellen. Das

Becken bestand nicht als solches sondern vermittelte während des Neogen eine weite Verbindung zwischen den Gewässern des Transsylvanischen Beckens mit jenen der Mittleren Donausenke. Das Meseș-Gebirge, welches heute die Ostgrenze des Beckens bildet, befand sich bis in das Mittelpliozän unter dem Meerspiegel.

BIBLIOGRAFIE

Clichici O. (1972), *Stratigrafia neogenului din estul Bazinului Șimleu*, Edit. Academiei, București.

Maxim I., Ghiurca V. (1960), *Forme noi de moluște din pliocenul superior de la Derșida (Sălaj)*, Com. Acad. R.P.R., **X**, 7.

Nicorici E. (1972), *Stratigrafia neogenului din sudul Bazinului Șimleu*, Editura Academiei, București.

Pauca M. (1954), *Neogenul din bazinele externe ale Munților Apuseni*, An. Com. Geol., **XXVII**.

Pauca M. (1964), *Bazinul neogen al Silvaniei*, An. Com. Geol., **XXXIV**/1.

Savu Al. (1965), *Aspecte de relief în depresiunea Șimleului*, Soc. Șt. nat. geogr., Com. geogr., **III**.

Primit în redacție
la 14 octombrie 1974

ASUPRA FOCILOR BESSARABIENE DIN DOBROGEA DE SUD

DE

MIRCEA CHIRIAC, DAN GRIGORESCU

I. INTRODUCERE

Cu ocazia lucrărilor de cartare şi prospecţiune geologică efectuate între 1953 şi 1963 în Dobrogea de sud de către M. C h i r i a c au fost descoperite diferite oase de foci în depozitele sarmaţianului mediu.

Asemenea oase au fost întîlnite în diatomitele care aflorează în versantul stîng al văii Adîncata (1 km amonte de satul Adîncata), în versantul drept al văii Urluia (2 km vest de satul Urluia), în versantul drept al văii Adamclisi (în partea vestică a comunei Adamclisi) şi la est de satul Şipote, precum şi în carierele de nisipuri aflate la 2 km nord de satul Plopeni, în apropierea părţii estice a satului Ciobăniţa, în versantul stîng al văii Scărişoreanu din dreptul satului Casicea (fost Maior Chiriacescu), în partea nord-vestică a satului Credinţa, în versantul stîng al văii Mangalia — în dreptul satului Cotu Văii (fig. 1)[1].

M. C h i r i a c a atribuit iniţial aceste fragmente scheletice speciei *Phoca caspica* (Gmel.) (1960), dar colectarea ulterioară a unor elemente semnificative (fragmente de membre şi centuri) îl face pe autor să revină asupra primei determinări, considerînd că oasele respective aparţin speciei *Ph. pontica* Eichw. (M. C h i r i a c, 1968 *a*, *b*), fără a le consacra însă un studiu paleontologic.

Începînd din 1972 cercetarea focilor fosile din Dobrogea de sud este reluată de D. G r i g o r e s c u, care colectează în cursul investigaţiilor din 1972 şi 1973 numeroase fragmente scheletice de foci (din carierele de nisip de la Ciobăniţa şi Credinţa), la care se adaugă numeroase fragmente de peşti teleosteeni (Ciobăniţa, Credinţa, Plopeni, Adamclisi), rare fragmente de cetacee (*Delphinidae*) (Credinţa, Adamclisi) şi păsări (Ciobăniţa, Credinţa).

Prezenta lucrare este bazată pe materialul osteologic de foci din colecţia lui M. C h i r i a c (23 de fragmente scheletice provenind din diatomitele deschise în apropiere de Şipote, Adamclisi şi Urluia) şi pe materialul colectat de D. G r i g o r e s c u (aproape 100 fragmente descoperite în nisipurile de la Credinţa şi Ciobăniţa).

II. CADRUL STRATIGRAFIC

Vîrsta diatomitelor, respectiv a nisipurilor ce au furnizat fragmente de foci, precum şi relaţiile stratigrafice dintre aceste depozite au fost stabilite de M. C h i r i a c (1960) în contextul orizontării sarmaţianului din Dobrogea de sud.

[1] M. C h i r i a c, Rapoarte de cartare şi prospecţiune geologică în Dobrogea de sud (1953—1963), arhiva Ministerului Minelor, Petrolului şi Geologiei.

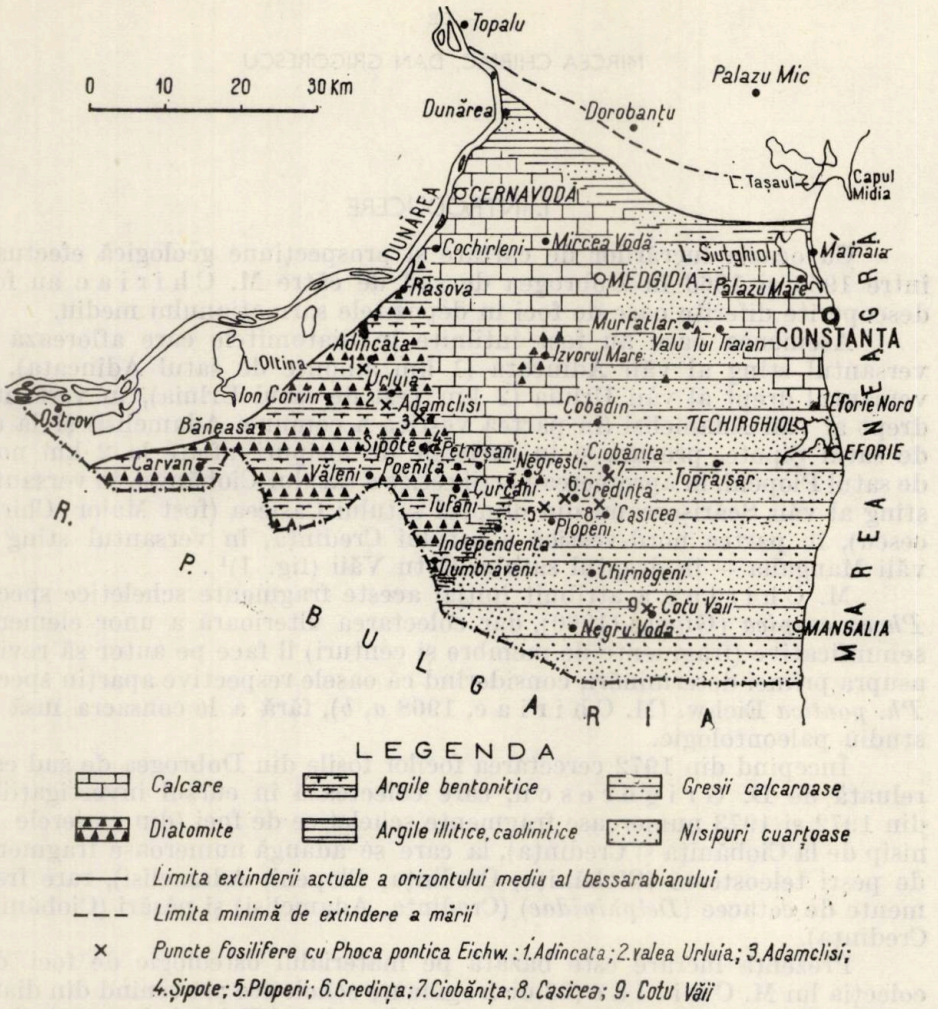


Fig. 1—Schița litofacială a bessarabianului mediu din Dobrogea de sud și localizarea punctelor fosilifere cu foci (Lithofacial sketch of the Middle Bessarabian from Southern Dobrudja and the fosiliferous localities with seals).

În raport cu macrofauna de moluște prelevată din calcarele ce încadrează atît diatomitele, cît și nisipurile, s-a arătat că cele două tipuri de depozite sînt echivalente cronostratigrafic, reprezentînd variații laterale de facies ale bessarabianului mediu (fig. 2). Astfel, din succesiunea „calcarelor inferioare", subjacente depozitelor cu foci fosile, a fost colectată o asociație în care alături de specii caracteristice volhinianului (*Ervillia dissita dissita*, *Mactra eichwaldi*, *Cardium plicatum plicatum*), se întîlnesc specii proprii bessarabianului (*Mactra vitaliana vitaliana*, *M. vitaliana pallasi*, *Cardium ingratum*), precum și frecvente specii comune celor două subetaje (*Pirenella disjuncta disjuncta*, *P. disjuncta quadricincta*, *Dorsanum duplicatum*, *D. verneuili*, *Irus vitalianus*). Frecvența speciilor din cea de-a doua categorie în raport cu cele din prima, de asemenea situa-

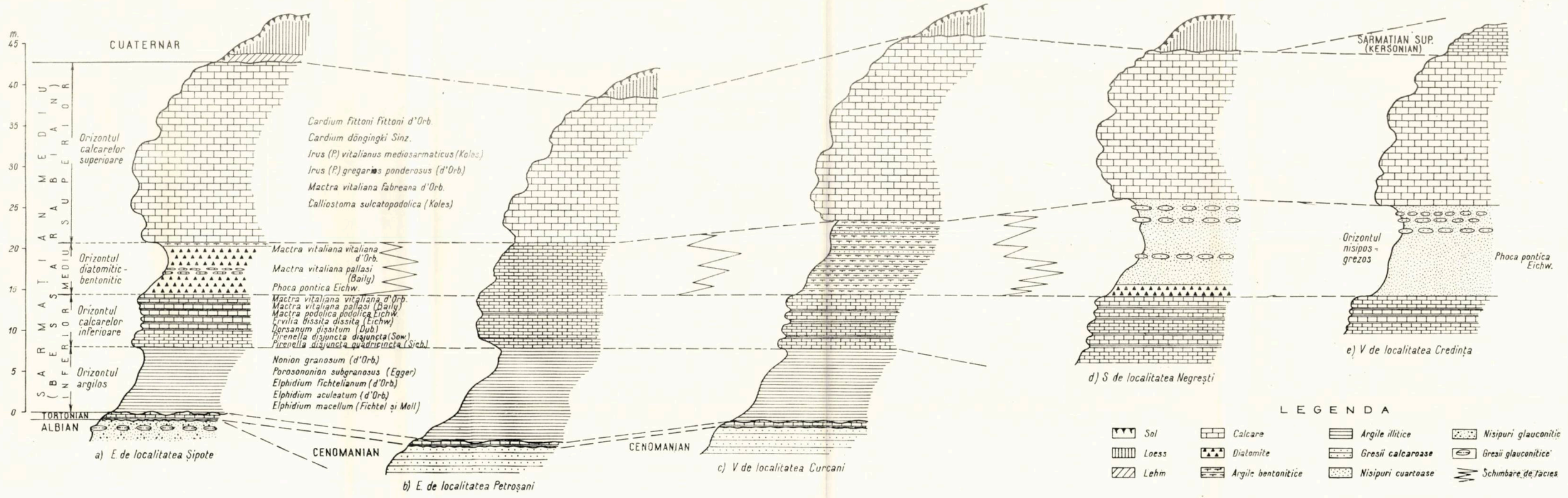
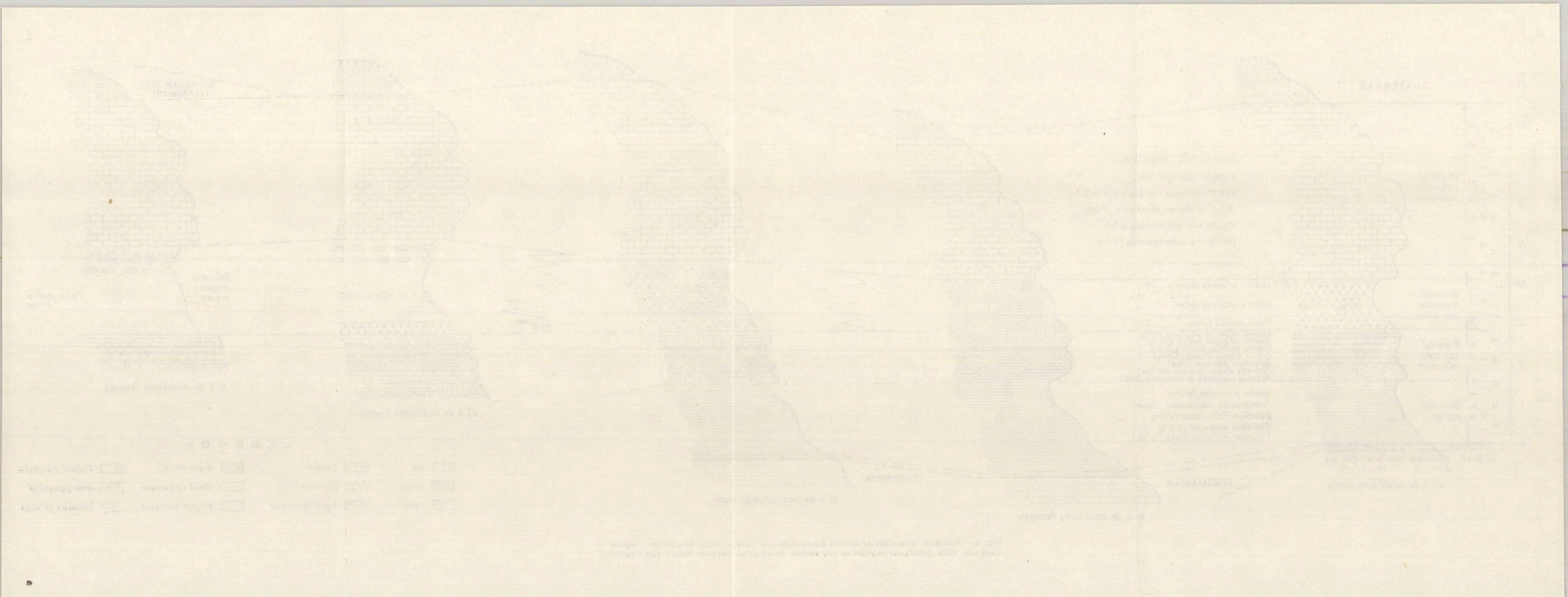


Fig. 2 — Variațiile litofaciale la nivelul bessarabianului mediu între localitățile Șipote și Credința. (The lithofacial changes of the Middle Bessarabian between Sipote and Credința).



țiile cunoscute în sudul U.R.S.S. și în Bazinul Vienei, unde *Ervillia dissita dissita* persistă și în bessarabian, sînt argumente pe baza cărora M. C h i r i a c conchide asupra vîrstei bessarabian inferior a „calcarelor inferioare", fără a exclude însă posibilitatea ca „orizontul argilelor verzi" din baza „calcarelor inferioare" să reprezinte partea terminală a volhinianului.

„Calcarele superioare", care succed în coloana litostratigrafică diatomitelor și nisipurilor, cuprind o asociație malacologică proprie bessarabianului superior : *Cardium fittoni fittoni C. döngingki, Irus gregarius ponderosus, Mactra vitaliana fabreana, Calliostoma sulcatopodolica.*

Orizontului „diatomitic-bentonitic", respectiv „orizontului nisipos-grezos" îi revine astfel vîrsta bessarabian mediu.

Într-o lucrare recentă (1973), B i c a I o n e s i și L. I o n e s i susțin, pe baza faunei de moluște colectată din dealul Mustafa de lîngă Valea Rea, existența volhinianului superior în cadrul unei succesiuni litologice cu caracter predominant argilo-marnos, concepție în care orizontului „diatomitic-bentonitic" i-ar reveni vîrsta bessarabian inferior.

Faciesul diatomitic-bentonitic este localizat în partea de sud-vest a Dobrogei de sud, faciesul nisipos este dezvoltat în partea estică, în timp ce în zona centrală și nord-vestică a acestei unități bessarabianul mediu este reprezentat printr-un facies calcaros (fig, 1, 2).

Orizontul „diatomitic-bentonitic" are o grosime cuprinsă între 3 și 12 m (în mod excepțional 40 m în zona de la sud și sud-est de Rasova), diatomitele albe cu un procent redus de argilă aflîndu-se la partea inferioară și mijlocie a orizontului, la partea superioară a sa materialul argilos cîștigînd în pondere, ceea ce imprimă diatomitelor o culoare cenușiu-albicioasă, treptat diatomitele fiind înlocuite prin bentonite. Fragmentele scheletice de vertebrate sînt întîlnite în diatomitele de la partea inferioară a orizontului. Oasele de foci au fost întîlnite în general izolate, dar există și situații în care mai multe vertebre din aceeași regiune a coloanei unui delfinid au fost găsite împreună.

Orizontul „nisipos-grezos" are grosimi ce variază între 4 și 15 m. Nisipurile, cărora le revine ponderea cea mai mare în cadrul orizontului, au drept caracteristici texturale laminații paralele și oblice, frecvența acestora din urmă scăzînd de la est (Ciobăniță) spre vest (Plopeni). În cadrul orizontului se întîlnesc sub formă de intercalații subțiri (cm sau dm) gresii calcaroase și calcare grezoase, mai frecvente la partea superioară a orizontului. Nisipurile sînt constituite în cea mai mare parte din cuarț, la care se adaugă fragmente de calcare cretacice și șisturi verzi. Cu excepția fragmentelor de pești (fragmente craniene, vertebre, radii), care sînt întîlnite în toată grosimea orizontului, celelalte resturi scheletice de vertebrate sînt de obicei concentrate în cadrul unor „pungi fosilifere" aflate la diferite nivele, în special la partea mijlocie a orizontului.

III. CARACTERELE OSTEOLOGICE ALE FOCILOR BESSARABIENE DIN DOBROGEA DE SUD

Materialul osteologic de foci pe care l-am cercetat cuprinde fragmente din toate regiunile scheletului, mai numeroase fiind fragmentele de membre, vertebre și coaste. Fragmentele scheletice provin atît de la adulți, cît și de la juvenili aflați în diferite stadii de creștere.

Starea de conservare a materialului scheletic este foarte bună: fragmentarea este în general redusă, iar detaliile morfologice bine păstrate. Această stare de conservare este datorată în mare măsură impermeabilităţii asigurate depozitelor fosilifere de către stratele acoperitoare (bentonite, în cazul diatomitelor, respectiv plăci de calcar în cazul nisipurilor).

Pentru comparaţii cu speciile fosile din cadrul bazinului sarmatic am folosit descrierile lui Eichwald, Nordmann, Toula, Alexeev, Simionescu, Macarovici şi Oescu, Kretzoi, precum şi fragmentele scheletice studiate de Simionescu, din colecţia Laboratorului de paleontologie al Universităţii din Bucureşti, provenind din depozitele sarmaţiene de la Chişinău şi Balcic. Pentru comparaţii cu speciile de foci actuale am avut la dispoziţie schelete de *Phoca vitulina*, *Ph. groenlandica*, *Halichoerus gryphus* din colecţia de anatomie comparată a Muzeului „Grigore Antipa" din Bucureşti.

Dintre speciile descrise din cadrul bazinului sarmatic, şi anume *Phoca* (*Pusa*) *pontica* Eichw., *Ph. vindobonensis* Toula, *Ph. novorossica* Alex., *Ph. sarmatica* Alex., *Ph. bessarabica* Sim., *Ph.* (*Pusa*) *pannonica* (Kretzoi), *Monotherium maeoticum* (Nordm.), marea majoritate a fragmentelor scheletice de foci colectate din Dobrogea de sud prezintă cele mai multe asemănări cu *Ph.* (*Pusa*) *pontica*, o specie de talie mică cunoscută pînă în prezent în depozitele sarmaţiene din Peninsula Kerci, din apropiere de Chişinău, a cărei existenţă a fost de asemenea presupusă în depozite de aceeaşi vîrstă din apropiere de Balcic şi de Baku.

În cele ce urmează vom prezenta principalele caractere osteologice ale focilor fosile din Dobrogea de sud.

A. FRAGMENTELE CRANIENE

Maxilarul (pl. I, fig. 1). Fragment din partea interioară, inclusiv intermaxilarul. Pe intermaxilar sînt dispuse alveolele a 3 incisivi a căror talie creşte de la I^1 la I^3. Marginea anterioară a intermaxilarului este uşor convexă, în timp ce la exemplarul de *Ph. pontica* descris de Alexeev (1924 *a*) aceasta este dreaptă. Suprafaţa alveolară a maxilarului, incompletă la partea posterioară, cuprinde 8 alveole: prima şi cea mai largă (6,6 mm) aparţine caninului şi este dispusă imediat în spatele suturii dintre intermaxilar şi maxilar; urmează alveola unică a primului premolar, a doua ca dimensiune (5,9 mm). P^2 şi P^3-biradiculaţi, avînd alveolele anterioare puţin mai înguste decît cele posterioare:

— alveola anterioară a P^2 ... 3,9 mm
— alveola posterioară a P^2 ... 4,1 mm
— alveola anterioară a P^3 ... 3,8 mm
— alveola posterioară a P^3 ... 4,0 mm
— alveola anterioară a P^4 ... 3,5 mm

Maxilarul este rupt în spatele alveolei anterioare a P^4. Pereţii despărţitori dintre premolari, înguşti, cu puţin mai largi decît septumurile ce separă

alveolele premolarilor biradiculaţi. Peretele ce separă alveola caninului de cea a P^1 este mai îngust decît în cazul maxilarului de *Ph. pontica* descris de A l e x e e v (1924 *a*, fig. 1, 2), la care se constată prezenţa unei scurte diasteme între C şi P^1 (4,4 mm, faţă de 2,5 mm la exemplarul nostru). Acest fapt coroborat cu suprafaţa alveolară a premolarilor, mai scurtă în cazul exemplarului studiat de noi, arată că regiunea facială a craniului acestuia era mai scurtă decît în cazul craniului de *Ph. pontica* descris de A l e x e e v. Unghiul format de alveola caninului cu suprafaţa alveolară a incisivilor este de 89° (circa 110° după măsurătorile efectuate pe fotografia maxilarului studiat de A l e x e e v); unghiul format de alveola caninului cu suprafaţa alveolară a premolarilor este de 22° (circa 32° în cazul exemplarului studiat de A l e x e e v).

Mandibula (pl. I, fig. 2). Fragment al ramurii orizontale aparţinînd unui juvenil. Pe suprafaţa alveolară sînt dispuse alveolele mici a 2 incisivi, alveola caninului şi alveolele a 4 premolari („molari de lapte"), dintre care primul uniradiculat, ceilalţi biradiculaţi; alveola unicului molar definitiv nu este încă formată. Alveola caninului este cea mai largă (4,3 mm); alveolele premolarilor scad uşor de la alveola unică a P_1 (3,2 mm) la alveola posterioară a P_4 (2,2 mm). Alveolele premolarilor biradiculaţi sînt în general egale; doar în cazul P_2 alveola posterioară este cu puţin mai largă decît cea anterioară. Pereţii despărţitori dintre premolari sînt destul de largi (1,9—3,0 mm), de asemenea septumurile ce separă alveolele premolarilor biradiculaţi (1,2—2 mm). Alveolele C şi P_1 formează un unghi de 10° cu suprafaţa alveolară pe care sînt dispuşi ceilalţi premolari. Înălţimea maximă a mandibulei (12,8 mm) este situată în dreptul alveolei posterioare a P_3, valoare apropiată de cea indicată de A l e x e e v (1924 *a*) pentru *Ph. pontica* (13,3 mm), de asemenea lungimea alveolei P_4 este egală în ambele cazuri (5,6 mm).

Dentiţia. În materialul studiat se află patru premolari; cu excepţia unuia la care rădăcinile nu sînt păstrate, ceilalţi au cîte două rădăcini. Dintre aceştia, doi prezintă un stadiu de uzură avansat, ceilalţi doi avînd suprafaţa apicală a coroanei neuzată (pl. I, fig. 4, 5).

Cei doi premolari neuzaţi au o secţiune eliptică; coroana prezintă patru tuberculi: unul anterior situat rostro-medial, unul central, cel mai dezvoltat şi doi posteriori situaţi latero-caudal. Faţa vestibulară a coroanei relativ netedă, cea lingual cu aspect rugos. Cingulum absent sau foarte redus pe faţa vestibulară, fiind însă bine dezvoltat pe faţa lingual unde formează cîte o mică proeminenţă atît la extremitatea anterioară, cît şi la cea posterioară a sa. Rădăcinile, păstrate doar la unul dintre aceşti premolari sînt subţiri, cilindrice, paralele, recurbate caudal, rădăcina posterioară fiind cu puţin mai lungă decît cea anterioară.

Dintre cei doi premolari uzaţi, unul este superior (pl. I, fig. 3), iar celălalt inferior; ambii au rădăcini groase, bulbiforme, caracter propriu indivizilor bătrîni. În cazul premolarului inferior rădăcinile sînt divergente.

Dimensiuni (în mm):

		A 102 (P. inf.)	A 103 (P. inf.)	A 104 (P. inf.)	A 101 (P. sup.)	*Ph. pontica* (P. sup.- din Eichwald, p. 392)
1	Înălțimea totală	11,4	*9,8	—	*11,1	12,5
2	Lungimea antero-post. a coroanei	7,1	6,7	7,3	8,5	9,3
3	Lățimea maximă a coroanei	3,2	3,0	3,8	3,4	—
4	Înălțimea coroanei	3,6	*4,0	4,0	*4,2	5,0
5	Lungimea rădăcinilor	5,2—7,2	5,8—5,4	—	6,9	7,5
6	Diametrul maxim al rădăcinilor	2,2	3,4	—	3,8	5,0

* Dimensiunile reale sînt mai mari, premolarii respectivi avînd suprafața apicală a coroanei uzată.

Dentiția focilor sarmațiene este foarte puțin cunoscută. Singurii dinți menționați sînt: cîte o pereche de incisivi superiori și inferiori, trei premolari superiori biradiculați, toți aceștia descriși de E i c h w a l d pentru *Ph. pontica*, apoi P^2—P^4 și M^1; P_4 și M_1 întîlniți pe maxilarul, respectiv pe mandibula de *Ph. pontica* descrisă de A l e x e e v (1924 *a*), la care se adaugă M_1 de la *Ph. pannonica* Kretzoi. Descrierea tuturor acestor dinți este foarte sumară, iar schițele nu oferă suficiente detalii pentru comparații. În plus, toți acești dinți sînt destul de uzați. Comparînd dimensiunile premolarilor superiori de *Ph. pontica* indicate de E i c h w a l d (v. tabelul de mai sus) cu cele ale premolarului superior (A 101) din colecția noastră se constată că acestea sînt apropiate. De asemenea prin dimensiuni și mai ales prin caracterul rădăcinilor, premolarii inferiori (A 102, A 103) concordă cu caracterul alveolelor de pe mandibula descrisă, care poate fi atribuită cu suficientă siguranță speciei *Ph. pontica*.

B. COLOANA VERTEBRALĂ

În colecția noastră se află vertebre din toate regiunile coloanei, cu excepția regiunii sacrale: 2 cervicale (prima și ultima vertebră a acestei regiuni), 5 dorsale, 4 lombare, 7 codale. Iată cîteva dintre cele mai importante caractere ale vertebrelor.

Atlasul (pl. I, fig. 6). Canal vertebral circular cu diametrul de 18 mm, mărginit latero-ventral de tuberculi subglenoizi ascuțiți. Marginea laterală a apofizei transverse aproape dreaptă, ușor înclinată caudal, dispoziție întîlnită și la *Monotherium maeoticum* (N o r d m a n n, 1860, pl. XXII, fig. 1, 2), dar deosebită de *Ph. pontica* (N o r d m a n n, pl. XXII, fig. 4, 5); tuberculul de pe partea dorsală a apofizei transverse înalt și ascuțit, în timp ce la *M. maeoticum* lipsește, iar la *Ph. pontica* este de abia schițat. Fețele articulare posterioare au o dispoziție ușor convergentă, la *M. maeoticum* ca și la *Ph. pontica* (N o r d m a n n, 1860)

acestea fiind uşor divergente. Prin caracterul feţelor articulare anterioare şi dispoziţia foramenului transversal se apropie foarte mult de exemplarul de *Ph. pontica* descris de N o r d m a n n (1860).

Vertebrele dorsale (pl. II, fig. 2, 3). Lungimea corpului cuprinsă între 16,5 şi 24 mm, crescînd uşor de la partea anterioară spre cea posterioară a regiunii dorsale. Faţa ventrală prezintă o carenă rotunjită, bine reliefată la ultimele vertebre. Faţa anterioară dreaptă, cea posterioară uşor înclinată cranialo-caudal. Fosetele costale anterioare de formă eliptică mai adîncite la vertebrele posterioare.

Vertebrele lombare (pl. II, fig. 4). Lungimea corpului : 26,5—31 mm. Faţa ventrală, ca şi cea dorsală prezintă cîte o carenă bine reliefată. Faţa anterioară dreaptă, cea posterioară uşor înclinată cranialo-caudal. Apofiza neurală a primei vertebre lombare este dispusă perpendicular pe corp. Canalul neural semicircular, puţin înalt (6,5 mm). Prezigapofize cu procese mamilare destul de dezvoltate şi suprafeţe articulare plate de formă eliptică. Procese costiforme scurte (14 mm), curbate caudalo-cranial.

Caracterele şi dimensiunile acestor vertebre concordă cu tipul de vertebră lombară de la *Ph. pontica* prezentat de E i c h w a l d (1853, p. 393, pl. XIII, fig. 7).

Una dintre vertebrele lombare din colecţia noastră (L I sau L II) (pl. II, fig. 7) se remarcă prin talia mai mare (35 mm) şi în general printr-o robusteţe sporită. Faţa dorsală, lipsită de carenă. Procesele mamilare foarte dezvoltate, avînd suprafeţe articulare largi, convexe, cu contur subcircular. Prin aceste caractere vertebra menţionată este asemănătoare cu o vertebră lombară din sarmaţianul de la Chişinău atribuită de I. S i m i o n e s c u (1925, p. 185, pl. VI, fig. 1) lui *Ph.* (= *Monotherium*) *maeoticum*, de asemenea cu 4 vertebre lombare, din Colecţia Laboratorului de paleontologie din Bucureşti (L.P.B. 77), provenind din depozitele sarmaţiene de la Balcic şi care aparţin probabil aceleiaşi specii.

C. CENTURILE ŞI MEMBRELE

Omoplatul (pl. III, fig. 9). Fragment al părţii anterioare a unui omoplat stîng. Spina scapulară înaltă şi ascuţită; o a doua creastă mai teşită este dispusă în lungul marginii externe. Fosa glenoidă de formă eliptică, destul de profundă, avînd apofiza coracoidă torsionată spre faţa ventrală.

Omoplatul pe care E i c h w a l d îl atribuie lui *Ph. pontica* (1853, p. 395, pl. XII, fig. 13) are aceleaşi dimensiuni cu exemplarul nostru, dar spina scapulară ocupă o poziţie perfect mediană, iar carena externă este atenuată. N o r d m a n n (1860, p. 316, pl. XX, fig. 5) descrie un omoplat stîng de *Ph. pontica* (conservat în întregime) la care cele două creste sînt bine conturate şi au aceeaşi poziţie întîlnită la exemplarul nostru.

Humerusul (pl. III, fig. 1). Fragment al părţii distale a unui humerus drept. Creasta deltoidă rotunjită la partea sa distală. Creasta supraepicondiliană relativ ascuţită. Foramenul entepicondilian foarte îngust.

Acest humerus prezintă cele mai multe asemănări cu *Ph. vindobonensis* (T o u l a, 1898, p. 59—60, fig. 16). Humerusul de *Ph. pontica* descris de E i c h w a l d (1853, p. 396, pl. XIII, fig. 17) are dimensiuni apropiate de exemplarul nostru, însă descrierea sumară şi desenul foarte schematic împiedică comparaţiile de detaliu.

Ulna (pl. III, fig. 3). Un exemplar drept, conservat în întregime. Prelungirea posterioară a crestei superioare a olecranului are un caracter descendent; tuberozitatea anterioară a olecranului ascuţită, uşor răsfrîntă deasupra suprafeţei articulare. Prin acest caracter se deosebeşte de exemplarele atribuite speciei *Ph. pontica* de către E i c h w a l d (1853, p. 396, pl. XIII, fig. 13), S i m i o n e s c u (1925, p. 186, pl. II, fig. 4 şi fig. 10 — text), M a c a r o v i c i şi O e s c u (1941, p. 13, pl. II, fig. 17) la care tuberozitatea anterioară este foarte redusă, chiar absentă.

Cele două fosete sigmoide nu sînt complet separate; talia lor este aproape egală.

Radiusul (pl. III, fig. 4). Exemplar stîng conservat în întregime. Gîtul îngust şi alungit, reprezentînd 1/3 din lungimea totală a osului. Suprafaţa articulară humerală de formă circulară, cea carpală-eliptică, uşor torsionată spre faţa internă.

Acest radius este foarte asemănător cu tipul descris pentru *Ph. pontica* (E i c h w a l d, 1853, p. 396—97, pl. XIII, fig. 18), faţă de care se deosebeşte doar prin poziţia uşor mai coborîtă a şanţului distal antero-lateral.

Bazinul (pl. IV, fig. 7, 8; pl. V, fig. 1). În colecţia noastră se află cinci fragmente dintre care doar două provin de la adulţi, unul singur conservînd şi ilionul. Cavitatea acetabulară-rotundă, adîncită, cu şanţul ischio-pubian profund şi îngust, deschis la partea inferioară. Ischionul, cu secţiunea circulară în partea proximală, devine treptat aplatisat spre partea distală. Pubisul, lamelar cu secţiune cvadrangulară, din ce în ce mai comprimat spre extremitatea inferioară. Ilionul are forma unei lame scurte, cu puţin mai lungă decît largă; creasta sa superioară uşor curbată spre exterior, mai puţin însă decît la exemplarul de *Ph. pontica* descris de E i c h w a l d (1853, p. 395, pl. XIII, fig. 14), exemplar faţă de care se deosebeşte şi prin absenţa unei prelungiri anterioare a crestei iliace. Această prelungire este de asemenea absentă la exemplarul de *Ph. pontica* descris de S i m i o n e s c u (1925, p. 186, pl. II, fig. 2). Canalul obturator îngust la partea proximală, uşor înclinat spre pubis.

Femurul (pl. IV, fig. 2, 3). În colecţia noastră nu se află nici un femur întreg, cu excepţia unui femur stîng aparţinînd unui juvenil. Caracterele integrale ale acestui os pot fi însă reconstituite pe baza a două fragmente ce par a fi aparţinut la doi indivizi de talie egală: un fragment căruia îi lipseşte capătul distal, care este însă păstrat de cel de al doilea fragment amintit.

Trohanterul mare, larg, formînd cu axul vertical al diafizei un unghi de 42°. Fosa trohanteriană destul de largă şi puţin adîncită. Gîtul mai scurt decît la femurul de *Ph. pontica* descris de E i c h w a l d (1853, p. 397, pl. XIII, fig. 26); capul hemisferic, neted. Sub gît este schiţat un mic tubercul reprezentînd trohanterul mic rudimentar. Ectocondilul mai larg decît endocondilul; cei 2 condili sînt divergenţi, separaţi printr-un şanţ intercondilian adînc. Trohlea patelară, puţin mai lungă decît largă, corespunzînd perfect rotulei aflate în colecţia noastră (pl. IV, fig. 6).

Tabelul nr. 1

Dimensiunile comparate ale unor elemente scheletice provenind de la focile sarmaţiene din Parathetys (dimensiuni în mm)

1. OMOPLAT

	Ph. pontica (Dobrogea de sud) I	*Ph. pontica* (Chişinău, Pen. Kerci) II	*Monotherium maeoticum* III	*Ph. vindobonensis* IV	*Ph. novorossica* V	*Ph. sarmatica* VI	*Ph. bessarabica* VII
1 Lăţimea gîtului omoplatului	19,8	18,3—19,5	—	—	23,2	23,7	—
2 Diametrul ant.-post. al fosei articulare	20,2	18,6—19,6	25,0	20,5	21,9—22,1	20,5	—
3 Diametrul transversal al fosei articulare	16,8	14,6—15,4	—	15,2	19,2—20,2	20,8	—

2. ULNA

	I	II	III	IV	V	VI	VII
1 Lungimea maximă	100,5	88,7	132,0—136,0	115,0	—	117,0—118,7	117,0
2 Lăţimea max. la capul proximal	40,0	34,6—36,0	46,2—53,0	39,0	39,6	41,2	45,0
3 Lungimea olecranului	15,2	15,0	20,2	15,5	11,0—14,0	9,1	21,0
4 Lungimea suprafeţei articulare	20,4	21,5	28,0	22,4	23,8—26,0	23,1—23,6	—
5 Lăţimea fosei sigmoide super.	10,0	—	16,0	11,4	12,0—14,0	13,0—14,1	15,0
6 Lăţimea fosei sigmoide infer.	9,2	—	—	10,0	9,4—10,5	7,3—8,5	13,0
7 Diametrul ant.-post. sub fosa sigmoidă inferioară	15,5	15,0	—	16,0	16,2—18,5	19,5—20,0	—

3. RADIUS

	I	II	III	IV	V
1 Lungimea maximă	80,8	75,2—92,0	103,0—106,0	90,0	95,0
2 Lăţimea maximă	28,5	26,8—30,0	36,0—44,6	33,1	31,0—33,2
3 Lăţimea la partea mijlocie	19,0	20,1—21,0	20,5—26,0	20,2	22,1
4 Diametrul ant.-post. al supraf. artic.	11,5	14,0	16,2—18,5	15,0	13,8—14,5
5 Diametrul ext.-int. al supraf. artic.	12,1	—	16,4	11,0	16,0—17,9
6 Grosimea capului distal	15,2	16,0	23,5		—

Tabelul nr. 1 (continuare)

4. BAZIN

	I	II	III	IV	V	VI	VII
1 Lungimea maximă a ilionului	33,2	30,0	52,8—65,0	42,0	55,3	52,8—57,5	56,0
2 Lăţimea maximă a ilionului	30,4	43,0	54,0—69,7	42,4	47,2	55,6—64,5	55,0
3 Lăţimea minimă a ilionului	26,0	31,0	46,5—48,7	31,0	32,7	44,3—49,9	—
4 Diametrul orizontal al fosei acetabulare	16,2—17,6	16,2—19,5	25,0—27,0	16,2	22,6	20,5—23,4	24,0
5 Diametrul vertical al fosei acetabulare	15,9	—	23,4—25,7	17,0	21,0	21,5	23,5
6 Lăţimea la nivelul fosei acetabulare	25,6—26,2	22,0	34,5	—	24,4	25,3—28,7	—
7 Distanţa între marg. post. a fosei acetabulare şi canalul obturator	9,4—13,6	—	17,0—24,1	9,6	10,6	11,5—13,0	—

5. FEMUR

	I	II	III	IV	V	VI	VII
1 Lungimea maximă	—	62,0—66,3	97,9—110,5	75,0	72,2—77,6	77,5—79,2	94,0
2 Lăţimea epifizei proximale	34,0	31,0—35,0	44,3—54,2	37,5	34,8—36,3	40,0—42,7	49,0*
3 Lăţimea epifizei distale	32,0	35,2	51,0—62,3	36,1	35,8—40,3	52,2—66,0	47,0
4 Diametrul capului femural	13,4	14,0	17,0—22,0	17,8	14,2—15,8	17,5—20,7	23,0*
5 Lungimea gîtului femural	9,0	8,5*	16,7—19,2	8,5*	13,3—14,8	13,2—17,0	—
6 Lungimea trohanterului mare	20,2	21,5*	25,0—35,7	22,0*	25,0	27,2—31,0	26,5*
7 Lăţimea minimă a diafizei	19,4	18,5*	23,0—27,6	17,0	21,0—22,4	25,5—29,0	30,5*
8 Lăţimea endocondilului	9,8	9,0	13,5—16,9	9,5*	8,0—9,0	13,4—16,0	—
9 Lăţimea ectocondilului	11,4	13,5	17,5—21,7	11,0*	11,5—14,5	16,0—20,7	—
10 Lăţimea fosei intercondiliene	10,0	7,3	11,2—12,4	11,5*	9,6—12,8	10,0—13,7	11,5*
11 Lăţimea fosei patelare	11,8	13,2	17,0—21,2	12,5*	14,2—14,8	18,2	19,5*

Dimensiuni calculate din Eichwald (1853 pl. XII, fig. 26) pentru *Ph. pontica* (col. II), din Măcărovici şi Oeşcu (1941, pl. VI, fig. 3, 4) pentru *Ph. bessarabica* (col. VI) şi din Toula (1898, pl. II, fig. 2) pentru *Ph. vindobonensis* (col. VII).

Tipul de femur descris prezintă cele mai multe asemănări cu *Ph. vindobonensis* (T o u l a, 1898, p. 62—63, pl. II, fig. 2) şi cu *Ph. pontica*, inclusiv în privinţa caracterelor dimensionale.

IV. CONCLUZII TAXONOMICE

Marea majoritate a fragmentelor scheletice de foci din depozitele bessarabiene din Dobrogea de sud aparţin unei specii de talie mică, cele mai multe asemănări putînd fi constatate faţă de *Ph.* (*Pusa*) *pontica* Eichw.

Asemănările în privinţa caracterelor morfologice, cît şi a dimensiunilor şi proporţiilor diferitelor elemente scheletice (tabelul nr. 1) ne permit să atribuim cea mai mare parte a fragmentelor scheletice de foci din Dobrogea acestei specii, foarte puţine fragmente (între care vertebra lombară menţionată şi cîteva vertebre codale) provenind de la o specie de talie mai mare, aceasta fiind probabil *Monotherium maeoticum* (Nordm.).

Comparaţiile osteologice între indivizii de *Ph. pontica* din Dobrogea de sud cu cei descrişi din depozitele sarmaţiene din apropiere de Chişinău şi din Peninsula Kerci, comparaţii bazate mai ales pe date bibliografice, au relevat însă şi o serie de deosebiri, între care mai importante sînt următoarele : regiunea facială a craniului mai scurtă la indivizii din Dobrogea de sud ; prima vertebră cervicală a acestora prevăzută cu tuberculi bine dezvoltaţi (tuberculul ventral, tuberculii subglenoizi şi cei de pe partea dorsală a apofizei transverse) ; olecranul ulnar prevăzut cu o tuberozitate anterioară ascuţită la indivizii din Dobrogea de sud, foarte redusă sau chiar absentă la indivizii de *Ph. pontica* din celelalte regiuni.

Este probabil că aceste deosebiri, ca şi celelalte prezentate în cuprinsul lucrării să fie determinate de existenţa mai multor subspecii ale „focei pontice", individualizate prin izolare ecologică în diferite zone ale mării sarmatice, una dintre aceste subspecii trăind în sectorul dobrogean al acestei mări. Aceasta ar explica şi deosebirile constatate între indivizii de *Ph. pontica* descrişi pe de o parte din apropiere de Chişinău, pe de altă parte din Peninsula Kerci.

Confirmarea acestei ipoteze reclamă revizuirea în viitor a întregului material osteologic atribuit de către diverşi autori speciei *Ph. pontica*.

ON THE FOSSIL SEALS FROM THE BESSARABIAN (MIDDLE SARMATIAN) DEPOSITS IN SOUTHERN DOBRUDJA

ABSTRACT

During the geologic and paleontologic researches in Southern Dobrudja M. Chiriac and subsequently D. Grigorescu discovered a rather large number of seal bones together with some fragments of teleost fishes, cetaceans and birds. This faunal assemblage was found in two different deposits : diatomites and sands that were established to represent lithofacial variations of the Middle Bessarabian in this region.

PLANȘA I

PHOCA (PUSA) PONTICA Eichw.
Craniu. Coloana vertebrală

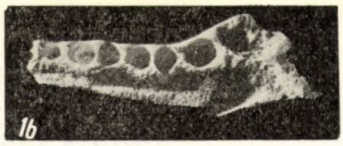
Fig. 1. — Maxilar drept (A107);
a, vedere laterală; *b*, vedere ventrală.
Fig. 2. — Mandibulă dreaptă (A127);
a, vedere laterală; *b*, vedere internă; *c*, vedere dorsală.
Fig. 3. — Premolar superior drept (A101);
a, vedere vestibulară; *b*, vedere lingual; *c*, vedere oclusală.
Fig. 4. — Premolar inferior stîng (A102);
a, vedere vestibulară; *b*, vedere lingual.
Fig. 5. — Premolar inferior stîng (A104);
a, vedere vestibulară; *b*, vedere lingual; *c*, vedere oclusală.
Fig. 6. — Atlas (A31);
a, vedere cranială; *b*, vedere caudalo-dorsală; *c*, vedere caudalo-ventrală.

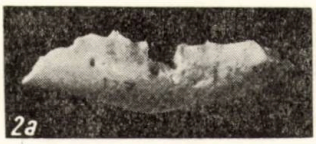
PHOCA (PUSA) PONTICA Eichw.
Skull. Vertebral column

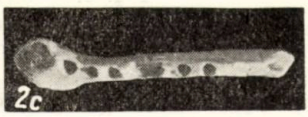
Fig. 1. — Right maxilla (A107);
a, laterel wiew; b, ventral view.
Fig. 2. — Right mandible (A127);
a, lateral view: *b*, internal view; *c*, dorsal wiev.
Fig. 3. — Upper right premolar (A101);
a, buccal view; *b*, lingual view; *c*, occlusal view.
Fig. 4. — Lower left premolar (A102);
a, buccal view; *b*, lingual view.
Fig. 5. — Lower left premolar (A104);
a, buccal view; *b*, lingual view; *c*, occlusal view.
Fig. 6. — Atlas (A31);
a, anterior view; *b*, postero-dorsal view; *c*, postero-ventral view.

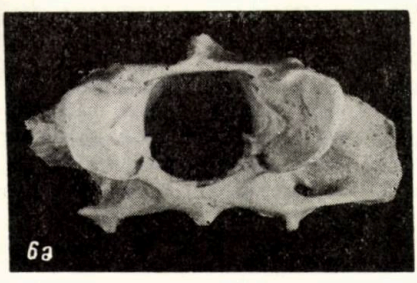
PROVENIENȚA MATERIALULUI
(Locality and Horizon)

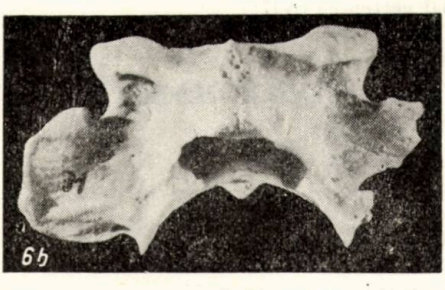
Fig. 1, 3, 4, 5, 6. — Orizontul nisipos (Sandy Horizon)
(1,6-Ciobăniţa; 3,4,5-Credinţa).
Fig. 2. — Orizontul diatomitic-bentonitic (Diatomitic-bentonitic Horizon), Șipote.

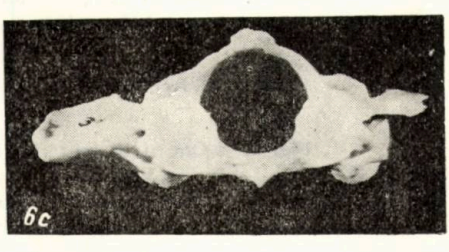












0 1 2 cm

(scara pentru fig. 1,2,6)

0 1 2 cm

(scara pentru fig. 3,4,5)

PLANŞA II

PHOCA (PUSA) PONTICA Eichw.
Coloana vertebrală

Fig. 1. — Vertebra 7 cervicală (A32);
a, vedere cranială; *b*, vedere caudală.
Fig. 2. — Vertebră dorsală anterioară (A42);
a, vedere cranială; *b*, vedere laterală.
Fig. 3. — Vertebră dorsală anterioară — individ tînăr (A46);
vedere cranială.
Fig. 4. — A doua vertebră lombară (A36);
vedere cranială.
Fig. 5. — Vertebră codală anterioară (A43);
a, vedere laterală; *b*, vedere cranialo-ventrală.
Fig. 6. — Vertebră codală posterioară (A47);
a, vedere cranială.

PHOCIDAE SP. (? MONOTHERIUM MAEOTICUM (Nordm.)

Fig. 7. — Vertebră lombară anterioară (A33);
a, vedere cranială; b, vedere laterală.
Fig. 8. — Prima vertebră codală (A48);
a, vedere cranială; b, vedere laterală.

PHOCA (PUSA) PONTICA Eichw.
Vertebral column

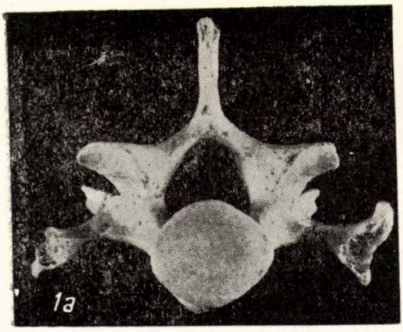
Fig. 1. — Seventh cervical vertebra (A32);
a, anterior view; *b*, posterior view.
Fig. 2. — One of the anterior dorsal vertebrae (A42);
a, anterior view; *b*, lateral view.
Fig. 3. — One of the anterior dorsal vertebrae—young individual (A46);
anterior view.
Fig. 4. — Second lumbar vertebra (A36);
anterior view.
Fig. 5. — One of the anterior caudal vertebrae (A43);
a, lateral view; *b*, antero-ventral view.
Fig. 6. — One of the posterior caudal vertebrae (A47);
anterior view.

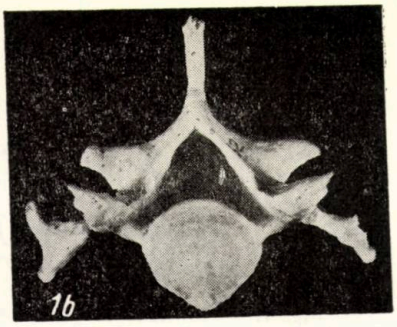
PHOCIDAE SP. (? MONOTHERIUM MAEOTICUM (Nordm.)

Fig. 7. — One of the anterior lumbar vertebrae (A33);
a, anterior view; *b*, lateral view.
Fig. 8. — First caudal vertebra (A48);
a, anterior view; *b*, lateral view.

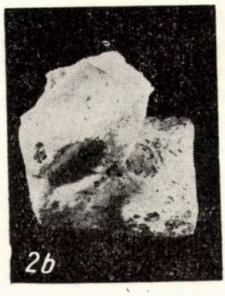
PROVENIENŢA MATERIALULUI
(Locality and Horizon)

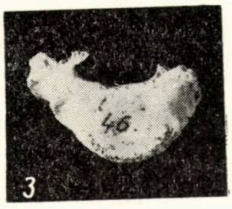
Fig. 1—8. — Orizontul nisipos (Sandy Horizon)
(1, 2, 5, 7, 8 — Credinţa; 3, 4, 6 — Ciobăniţa).

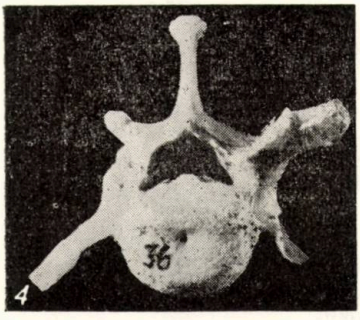

1a

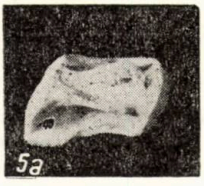

1b

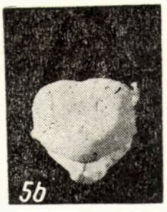
42
2a


2b

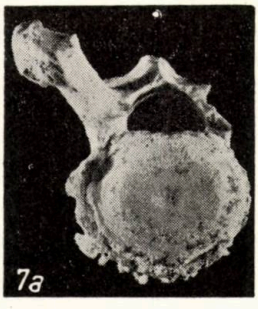

46
3

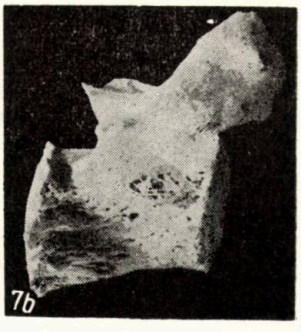

36
4


5a

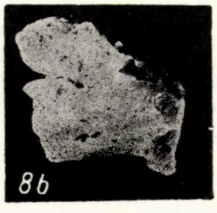

5b

6


7a


7b

8a


8b

0
1
2cm

PLANŞA III

PHOCA (PUSA) PONTICA Eichw.
Membru anterior

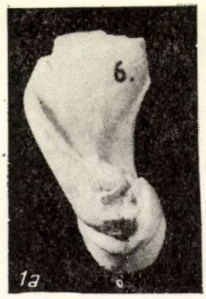
Fig. 1. — Humerus drept—partea distală (A6);
a, vedere laterală, *b*, vedere medială.
Fig. 2. — Ulna dreaptă—individ juvenil (A25);
vedere cranialo-externă.
Fig. 3. — Ulna dreaptă (A21);
a, vedere cranială; *b*, vedere externă; *c*, vedere internă.
Fig. 4. — Radius stîng (A9);
a, vedere externă; *b*, vedere internă.
Fig. 5. — Falangă (A30);
vedere dorsală.
Fig. 6. — Falangă (A96);
a, vedere ventrală; *b*, vedere dorsală.
Fig. 7. — Falange onguleale (A120, A121);
vedere dorsală.
Fig. 8. — Omoplat stîng — partea proximală (A23);
a, vedere medială; *b*, cavitatea glenoidă

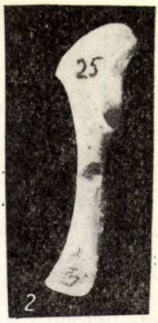
PHOCA (PUSA) PONTICA Eichw.
Anterior limb

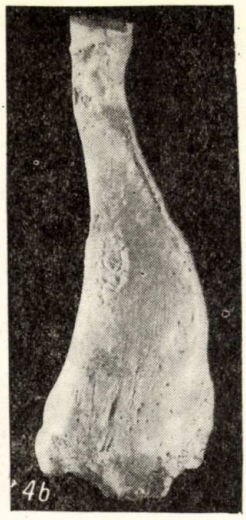
Fig. 1. — Distal part of right humerus (A6);
a, lateral view; *b*, medial view.
Fig. 2. — Right ulna—young individual (A25);
antero-external view.
Fig. 3. — Right ulna (A21);
a, anterior view; *b*, external view; *c*, internal view
Fig. 4. — Left radius (A9);
a, external view; *b*, internal view.
Fig. 5. — Phalange (A30);
dorsal view.
Fig. 6. — Phalange (A96);
a, ventral view; *b*, dorsal view.
Fig. 7. — Distal (unguleal) phalangae (A120, A121);
dorsal view.
Fig. 8. — Left scapula—proximal end (A23);
a, medial view; *b*, glenoid cavity.

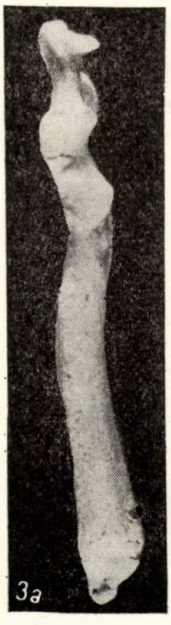
PROVENIENŢA MATERIALULUI
(Locality and Horizon)

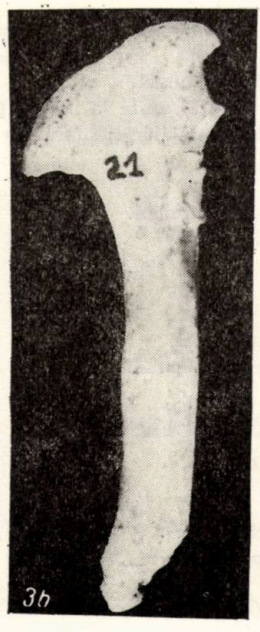
Fig. 1, 4, 5, 6. — Orizontul diatomitic-bentonitic (Diatomitic-bentonitic Horizon)
(1, 5, 6 — Şipote; 4 — Adamclisi).
Fig. 2, 3, 7, 8. — Orizontul nisipos (Sandy Horizon)
(2, 7 — Credinţa; 3, 8 — Ciobăniţa).

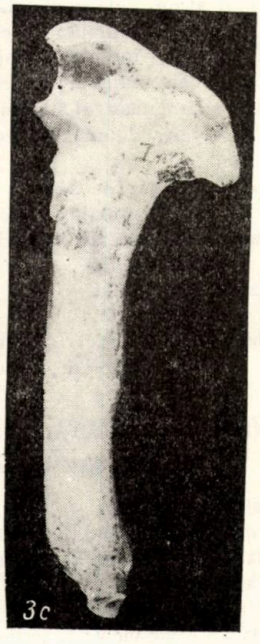


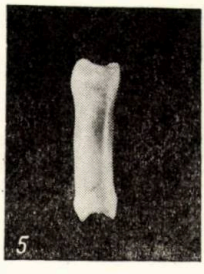


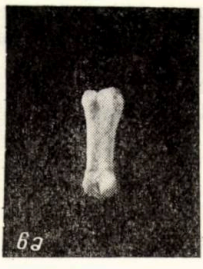


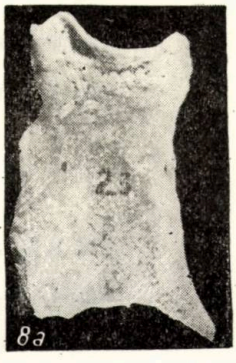




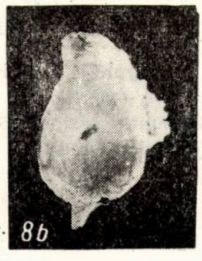








0 1 2cm.



PLANȘA IV

PHOCA (PUSA) PONTICA Eichw.
Membru posterior

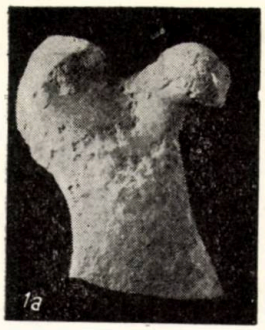
Fig. 1. — Femur drept (A4);
a, vedere cranială; *b*, vedere caudală.
Fig. 2. — Femur stîng—individ juvenil (A7);
vedere cranială.
Fig. 3. — Femur stîng, partea distală (A4');
a, vedere cranială; *b*, vedere caudală.
Fig. 4. — Tibie stîngă—individ juvenil (A14);
a, vedere cranială; *b*, vedere caudală.
Fig. 5. — Tibie și fragment al fibulei drepte, unite la partea proximală (A11);
a, vedere cranială; *b*, vedere caudală; *c*, suprafața articulară proximală.
Fig. 6. — Rotulă stîngă (A 128);
a, vedere cranială; *b*, vedere caudală.
Fig. 7. — Bazin stîng—individ juvenil (A24);
vedere laterală.
Fig. 8. — Bazin stîng (A22);
vedere laterală.
Fig. 9. — Calcaneu stîng—individ juvenil (A94);
a, vedere laterală; *b*, vedere medială.

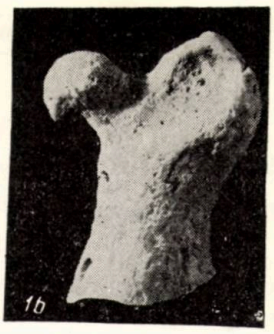
PHOCA (PUSA) PONTICA Eichw.
Posterior limb

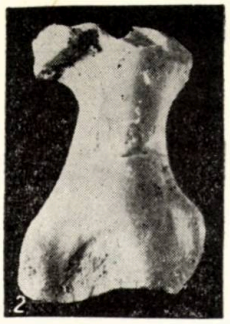
Fig. 1. — Right femur (A4);
a, anterior view; *b*, posterior view.
Fig. 2. — Left femur—young individual (A7);
anterior view.
Fig. 3. — Distal part of a left femur (A4');
a, anterior view; *b*, posterior view.
Fig. 4. — Left tibia—young individual (A14);
a, anterior view; *b*, posterior view.
Fig. 5. — Right tibia with proximal part of fibula (A11);
a, anterior view; *b*, posterior view; *c*, proximal articulation.
Fig. 6. — Left patella;
a, anterior view; *b*, posterior view;
Fig. 7. — Left pelvis—young individual (A24);
lateral view.
Fig. 8. — Left pelvis (A22);
lateral view.
Fig. 9. — Left calcaneum (A94);
a, lateral view; *b*, medial view.

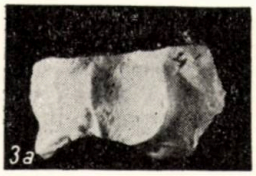
PROVENIENȚA MATERIALULUI
(Locality and Horizon)

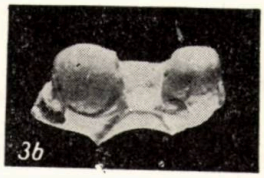
Fig. 1, 2, 3, 8. — Orizontul diatomitic-bentonitic (Diatomitic-bentonitic Horizon) (1, 2, 3 — Urluia; 8 — Șipote).
Fig. 4—7. — Orizontul nisipos (Sandy Horizon); (4 — 6 — Credința; 7 — Ciobănița).

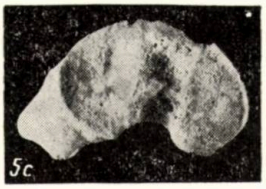

1a

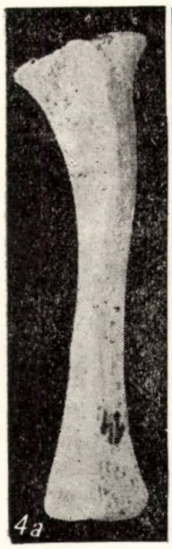

1b

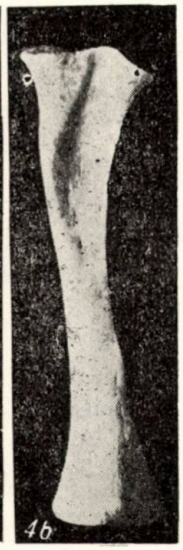

2


3a


3b

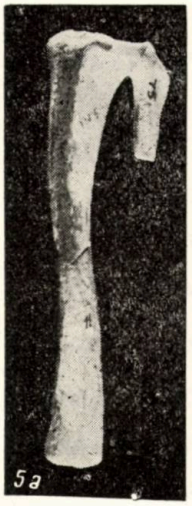

5c


4a

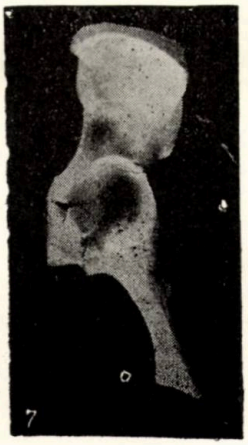

4b

6a

6b


5a

5b


7

8

9a

9b

0 1 2 cm

(scara pentru fig. 1-4, 5c, 6-9)

0 2 4 cm

(scara pentru fig. 5a, b)

PLANȘA V

PHOCA (PUSA) PONTICA Eichw.

Membrul posterior, stern și coaste

Fig. 1. — Bazin drept (A20);
a, vedere laterală; *b*, cavitatea acetabulară (detaliu).
Fig. 2. — Metatars II sting (A5);
a, vedere dorsală; *b*, vedere ventrală.
Fig. 3. — Metatars I drept (A8);
a, vedere dorsală; *b*, vedere ventrală; *c*, vedere laterală.
Fig. 4. — Metatars III drept (A2);
vedere ventrală.
Fig. 5. — Falangă proximală, degetul I (A5a);
vedere dorsală.
Fig. 6. — Sternebră (A28);
a, vedere laterală; *b*, vedere cranială.
Fig. 7. — Coaste — extremitatea dorsală (A59, A80);
vedere externă.
Fig. 8. — Coaste — extremitatea dorsală (A58, A79);
vedere internă.
Fig. 9. — Coastă posterioară (A73);
vedere externă.

PHOCA (PUSA) PONTICA Eichw.

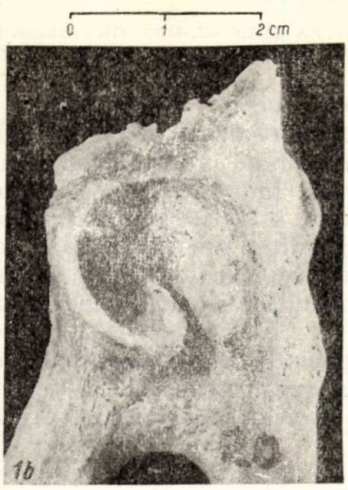
Posterior limb, sternum and ribs

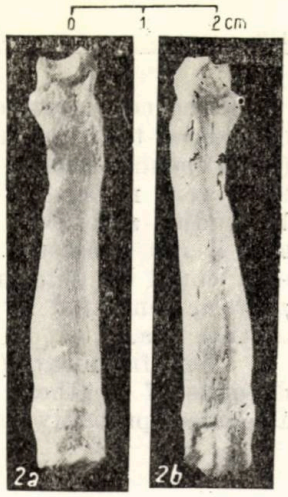
Fig. 1. — Right pelvis (A20);
a, lateral view; *b*, acetabulum (detail).
Fig. 2. — Left metatarsal II (A5);
a, dorsal view; *b*, ventral view.
Fig. 3. — Right metatarsal I (A8);
a, dorsal view; *b*, ventral view; *c*, lateral view.
Fig. 4. — Right metatarsal III (A2);
ventral view.
Fig. 5. — Proximal phalange, I digit (A5a);
dorsal view.
Fig. 6. — Sternebre (A28);
a, lateral view; *b*, anterior view.
Fig. 7. — Ribs—dorsal extremity (A59, A80);
external view.
Fig. 8. — Ribs—dorsal extremity (A58, A79);
internal view.
Fig. 9. — One of the posterior ribs (A73);
external view.

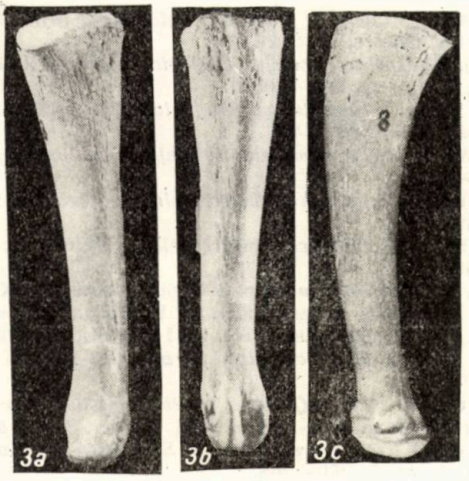
PROVENIENȚA MATERIALULUI

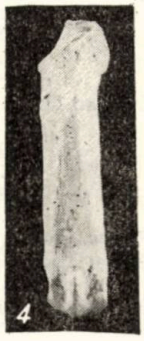
(Locality and Horizon)

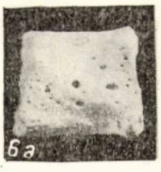
Fig. 1, 6, 7, 8, 9. — Orizontul nisipos (Sandy Horizon)
(1, 8 — Ciobănița; 6, 7, 9 — Credința)
Fig. 2, 3, 4, 5 — Orizontul diatomitic-bentonitic (Diatomitic-bentonitic Horizon)
(2, 3, 4 — Șipote; 5 — Urluia).

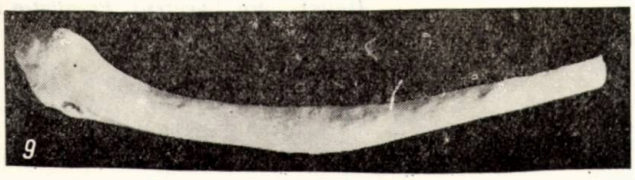


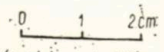












(scara pentru fig 1a, 3-9)

The comparative osteological studies of the seal bones led to the conclusion that the majority of them belongs to the small species *Phoca (Pusa) pontica* Eichw, well spread in the Sarmatian Sea. Some differences that were noticed between individuals of *Ph. pontica* from Southern Dobrudja and those found in the Sarmatian deposits nearby Kishinev and Kerch peninsula regarding the skull, first cervical vertebra, ulna, etc., could be determined by the existence of more subspecies of *Ph. pontica*, generated by ecological isolation in different parts of the Sarmatian Sea.

Few fragments (especially vertebrae) that were found in the same deposits of Southern Dobrudja seem to belong to a larger species of Phocidae, probably *Monotherium maeoticum* Nordm.

BIBLIOGRAFIE

ALEXEEV A K. (1924 *a*), *Tiulenii v sarmatskih otlojeniah iujnoi Rossi*, Jurn. Nauk. Doslid. Katedrî v Odesse, **1**, *3*, 26—34.

— (1924 *b*), *Tiulenii v sarmatskin otlojeniah iuga SSSR*, Jurn. Nauk. Doslid.Katedrî v Odesse, **1**, *10—11*, 201—205.

— (1925), *Tiulenii sarmatskovo otlojeniah iuga SSSR*, Jurn. Nauk. Doslid. Katedrî v Odesse, **2**, *4*, 138—143.

CHIRIAC M. (1960), *Notă asupra depozitelor sarmaţiene din Dobrogea*, Com. Acad. R.P.R., **10**, *7*, 613—623.

— (1968 *a*), *Notă explicativă a hărţii geologice la scara 1: 200 000, foaia 46-Constanţa*, Com. Stat Geol.

— (1968 *b*), *Notă explicativă a hărţii geologice la scara 1: 200 000, foaia 50-Mangalia*, Com. Stat Geol.

EICHWALD E. (1853), *Lethaea Rossica*, **3**, p. 390—400, Atlas, pl. XIII, Stuttgart.

IONESI BICA, IONESI L. (1973), *Asupra prezenţei Volhinianului în Dobrogea de Sud*, Anal. şt. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, secţ. a II-a, geol., **19**, 109—122.

KRETZOI M. (1941), *Seehund-Reste aus dem Sarmat von Erd bei Budapest*, Földt. Közlöny, **71**, 350—356.

MACAROVICI N., OESCU C. V. (1941), *Quelques vertébrés fossiles trouvés dans les calcaires récifales de Chişinău*, Acad. Rom., Mem. Secţ. şt., ser. 3, 17, *6*, 351—382, 7 pl.

MACAROVICI N. (1942), *Sur les phoques fossiles du Sarmatien de l'Europe*, An. Sci. Univ. Jassy, **28**, secţ. 2, pt. 1, 260—268.

MC. LAREN I. A. (1960), *On the origin of the Caspian and Baikal seals and the paleoclimatological implication*, Amer. Journ. Sci., **258**, p. 47—65.

NORDMANN A. (1860), *Paleontologie Südrusslands*, pt. 4, p. 311—327, Atlas, pl. XX, XXII—XXIV, Helsingfors.

SIMIONESCU I. (1925), *Foci fosile din Sarmatecul de la Chişinău*, Acad. Rom., Mem. Secţ. şt., ser. 3, **3**, *4*, 179—191, 4 pl.

— (1931), *Mamifere marine din Sarmaticul de la Balcic*, Acad. Rom., Mem. Secţ. şt., ser. 3, **8**, *2*, 145—154.

TOULA F. (1898), *Phoca vindobonensis von Nüssdorf in Wien*, Beitr. Pälaeont. Geol. Oester. — Ung. Orient., **11**, p. 47—70, 3 pl.

Primit în redacţie
la 25 mai 1974

Întreprinderea geologică de prospecţiuni substanţe minerale solide,
Universitatea Bucureşti, Facultatea de geologie-geografie

BRAHIOPODE EOCRETACICE DIN DOBROGEA DE SUD

DE

AURELIA BĂRBULESCU, TH. NEAGU, I. LĂZĂROIU, C. VODISLAV

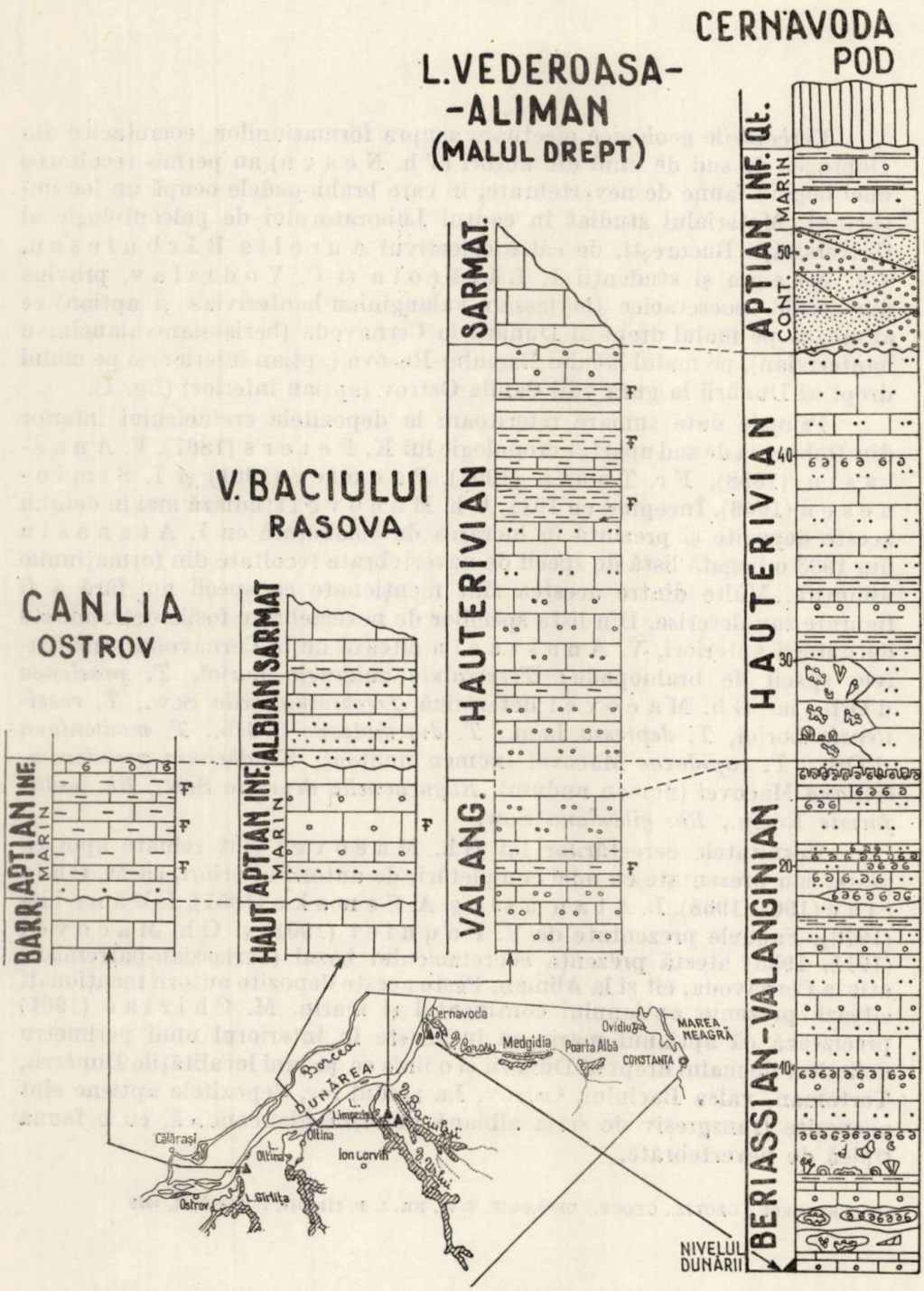
Cercetările geologice efectuate asupra formaţiunilor eocretacice din Dobrogea de sud de unul din autori (T h. N e a g u) au permis recoltarea unei bogate faune de nevertebrate, în care brahiopodele ocupă un loc important. Materialul studiat în cadrul Laboratorului de paleontologie al Universităţii Bucureşti, de către colectivul A u r e l i a B ă r b u l e s c u, T h. N e a g u şi studenţii I. L ă z ă r o i u şi C. V o d i s l a v, provine din seriile eocretacice (beriassian-valanginian-hauterivian şi aptian) ce aflorează pe malul drept al Dunării la Cernavoda (beriassian-valanginian hauterivian), pe malul lacului Baciului-Rasova (aptian inferior) şi pe malul drept al Dunării la gura văii Canlia-Ostrov (aptian inferior) (fig. 1).

Primele date sumare referitoare la depozitele cretacicului inferior din Dobrogea de sud aparţin cronologic lui K. P e t e r s (1867), V. A n a s t a s i u (1898), F r. T o u l a (1904), P a q u i e r (1901) şi I. S i m i o n e s c u (1906). Începînd cu 1911, G h. M a c o v e i studiază mai în detaliu aceste depozite şi prezintă în lucrarea de colaborare cu I. A t a n a s i u din 1933 o bogată listă de specii de nevertebrate recoltate din formaţiunile amintite. Multe dintre acestea sînt menţionate ca specii noi fără a fi figurate sau descrise. Din lista speciilor de nevertebrate fosile determinate de autorii anteriori, V. A n a s t a s i u citează de la Cernavoda următoarele specii de brahiopode: *Terebratula valdensis* Loriol, *T. praelonga* d'Orb., iar G h. M a c o v e i determină *Terebratula sella* Sow., *T. russillensis* Loriol, *T. depressa* Lam., *T. dutempleana* d'Orb., *T. moutoniana* d'Orb., *T. capidavae* Macovei (nomen nudum), *Waldheimia pseudomoutoniana* Macovei (nomen nudum), *Rhynchonella depressa* Sow., *Rh. multiformis* Roem., *Rh. gibbsiana* Sow.

Rezultatele cercetărilor lui G h. M a c o v e i sînt reluate apoi ca atare, sau prezentate cu mici completări, de autorii ulteriori, ca M. C h i r i a c (1961, 1968), L. A t a n a s i u şi A. S e m a k a (1951), I. B ă n c i l ă (1973). Faunele prezentate de V. P a q u i e r (1901) şi G h. M a c o v e i (1911, 1933) atestă prezenţa eocretacicului bazal (beriassian-barremian) atît la Cernavoda, cît şi la Aliman. Peste aceste depozite autorii menţionaţi citează prezenţa aptianului continental şi marin. M. C h i r i a c (1961) precizează că aptianul marin se întîlneşte în interiorul unui perimetru delimitat de malul drept al Dunării şi o linie ce ar uni localităţile Dunărea, Tortoman, valea Baciului, Ostrov. La rîndul lor, depozitele aptiene sînt acoperite transgresiv de seria albiană puternic glauconitică, cu o faună tipică de nevertebrate.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, NR. 1, P. 111–141, BUCUREŞTI, 1975

Cercetări amănunţite au fost efectuate în vara anului 1972 în zona Canlia — Ostrov, Aliman, valea Baciului — Rasova şi în 1973 în zona Cernavoda de către Th. Neagu, Ioana Pană, O. Dragastan.



1. — Localizarea punctelor fosilifere de unde provine fauna de brahiopode şi succesiunea litostratigrafică a depozitelor.

Aceste cercetări au permis stabilirea unei succesiuni litologice amănunțite care este prezentată în rapoartele din anii 1972 [1] și 1973 [2].

PARTEA PALEONTOLOGICĂ

Gen **Cyclothyris** M'Coy 1884

Cyclothyris antidichotoma (Buvignier) 1843

pl. I, fig. 5—8, text—fig 2

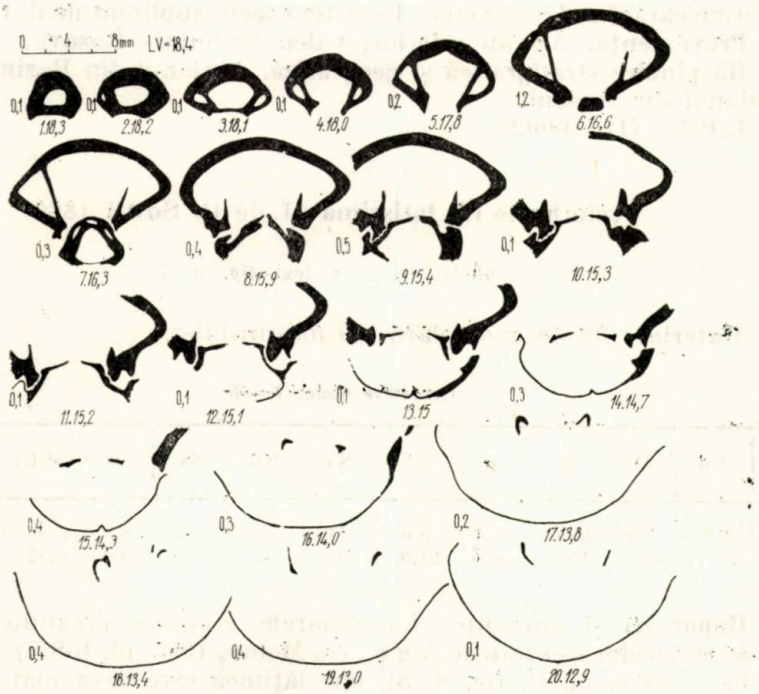


Fig. 2.—*Cyclothyris antidichotoma* (Buvignier). Secțiuni transversale seriate. Toate figurile au fost desenate cu camera clară.

Pe toate planșele cu secțiuni transversale seriate numărul din stînga figurii reprezintă distanța (în mm) dintre două secțiuni succesive, primul număr de sub figură indică numărul de ordine al secțiunii, iar al doilea număr reprezintă cota secțiunii (distanța în mm față de umbone).

[1] Th. Neagu, Ioana Pană, O. Dragastan, A. Bărbulescu, N. Tătărâm, G. Rado, E. Hanganu, *Raport preliminar privind cercetările paleontologice din vara anului 1972*, arhiva Consiliului popular al județului Constanța.

[2] Th. Neagu, A. Bărbulescu, I. Pană, O. Dragastan, N. Tătărâm, G. Rado, E. Hanganu, *Raport preliminar privind cercetările paleontologice pe anul 1973*, arhiva Consiliului popular al județului Constanța.

Material: 7 exemplare (6 măsurabile) [3].

Rhynchonella antidichotoma Buvign., d'Orbigny 1847, p. 31, pl. 500, fig. 1—4; Pictet et Roux 1847, p.93, pl. 50, fig. 5; Pictet 1872, p. 41, pl. 199, fig. 13—15.

Caractere dimensionale [4]

Lv	Ld	l	g	p	d	Nv	Nd	Ns	Nb	l/Lv	g/Lv
14,6— 24,0	12,7— 19,5	12,4— 31,2	8,0— 14,0	2,5— 11,0	10,0— 15,8	17— 27	18— 28	4— 7	5— 8	0,83— 1,30	0,46— 0,58

Raporturi şi diferenţe. Fuzionarea coastelor în regiunea anterioară constituie caracterul distinctiv al acestei specii, subliniat de d' Orbigny.

Proveniență. Aptian inferior, valea Baciului—Rasova.

Răspîndire stratigrafică şi geografică. Aptianul din Bazinul parisian şi albianul din Ardeni.

L.P.B. III.b.0002 [5].

Cyclothyris cf. latissima (J. de C. Sow.) 1829

pl. II, fig. 1—6, text- fig. 3—7

Material: 23 de exemplare (15 măsurabile).

Caractere dimensionale

Lv	Ld	l	g	p	d	Nv	Nd	Ns	ls	Ld/Lv	l/Lv	g/Lv
6,8— 27,8	6,2— 23,3	7,8— 30,7	33,0— 17,5	1,6— 6,8	9,0— 21,8	41— 100	42— 88	25— 39	6,9— 9,0	0,80— 0,92	1,01— 1,19	0,44— 0,62

Raporturi şi diferenţe. Exemplarele studiate prezintă caractere comparabile celor figurate de Ager (în Moore, 1965, pl. 458/7) şi Middlemiss (1968, pl. C, fig. 4, 5), dar lăţimea este ceva mai redusă; de *Rhynchonella lata* d'Orb. se deosebesc prin dimensiuni şi număr de coaste

[3] *Lv*, lungimea valvei pedunculare (ventrale); *Ld*, lungimea valvei brahiale (dorsale); *l*, lăţimea cochiliei; *lm*, distanţa faţă de umbone unde se situează lăţimea maximă; *g*, grosimea cochiliei; *p*, adîncimea (înălţimea) sinusului median; *d*, lăţimea sinusului median; *Nv*, numărul de coaste de pe valva pedunculară; *Nd*, numărul de coaste de pe valva brahială; *Ns*, numărul de coaste de pe sinus; *Nb*, numărul de coaste de pe pliu; *Ld/Lv*, *l/Lv*, *g/Lv*, *lm/Lv*, valorile relative ale lungimii valvei brahiale, lăţimii, grosimii şi lăţimii maxime a cochiliei; *p/Lv*, adîncimea relativă a sinusului median; *p/d*, expresia sinusului median; *ls*, lungimea septumului; A^0, valoarea unghiului umbonal.

[4] Pentru economie de spaţiu s-au prezentat doar valorile extreme.

[5] L.P.B. III. b = Laborator Paleontologie Bucureşti, Paleontologia României, Brachiopode.

mai mari, lățime superioară și cochilii mai aplatisate ; umbonele deprimat face deosebirea de *Lamellaerhynchia multicostata* Burri, cu care se apropie prin dimensiuni și număr de coaste.

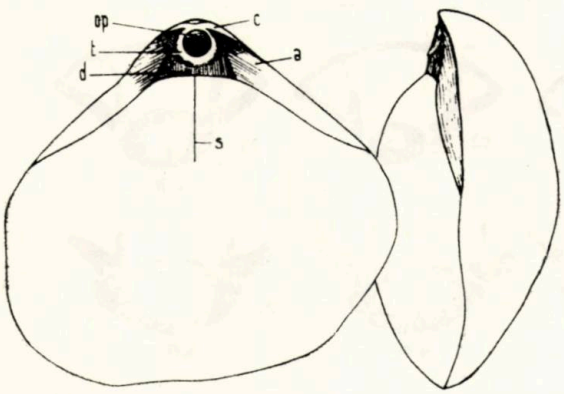


Fig. 3. — *Cyclothyris* cf. *latissima* (J. de C. Sow.). Exemplar decorticat :
c, creste umbonale ascuțite ; *a*, aree dezvoltată ; *op*, orificiu pedunculat hypothyrid cu margine proeminentă în formă de tub (*t*) ; *d*, deltidium dezvoltat ; *s*, septumul median al valvei brachiale.

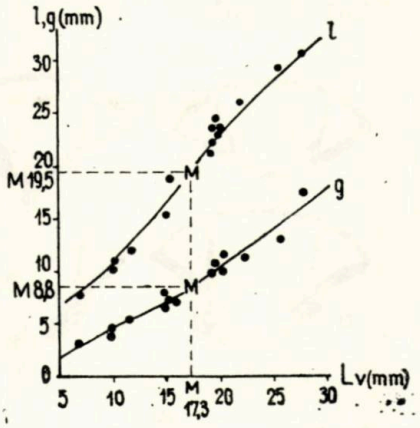


Fig. 4. — *Cyclothyris* cf. *latissima* (J. de C. Sow.). Dispersia valorilor grosimii (*g*) și lățimii (*l*) raportate la lungimea cochiliilor (*Lv*) ; *M*, media aritmetică a parametrilor menționați. Pe toate graficele M = media aritmetică.

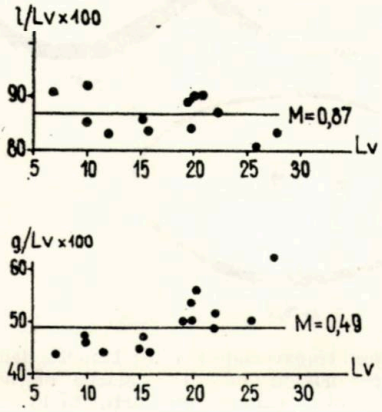


Fig. 5. — *Cyclothyris* cf. *latissima* (J. de C. Sow.). Relația dintre lungimea, lățimea relativă (*l*/*Lv*) și grosimea relativă (*g*/*Lv*).

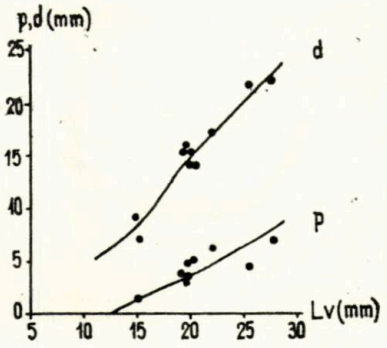


Fig. 6. — *Cyclothyris* cf. *latissima* (J. de C. Sow.). Dispersia valorilor adîncimii (*p*) și a lățimii sinusului frontal (*d*) raportate la lungimea cochiliilor.

Proveniență. Aptian, valea Baciului — Rasova.

Răspîndire stratigrafică și geografică. Specie cunoscută din aptian pînă în cenomanian în regiunea meridională a Franței, în Anglia, Jura.

L.P.B.III.b.0001.

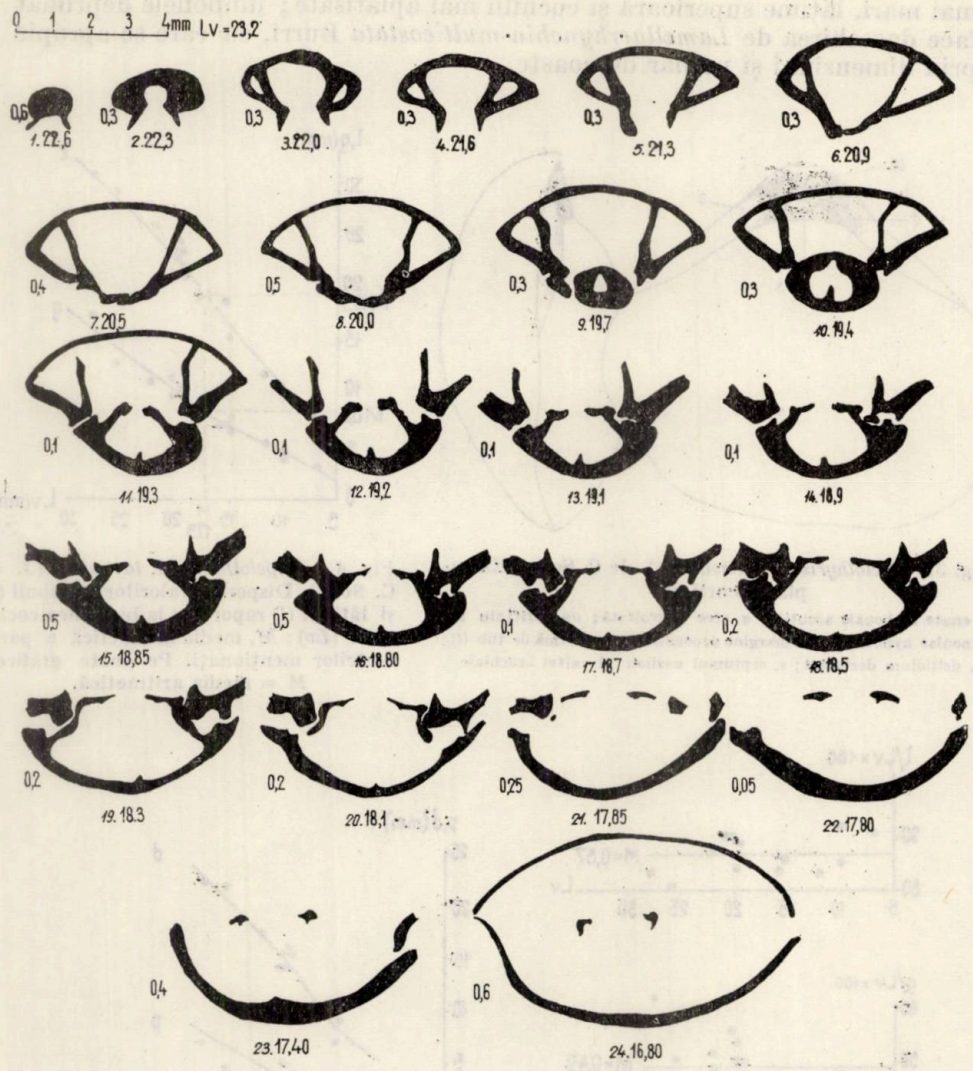


Fig. 7. — *Cyclothyris* cf. *latissima* (J. de C. Sow.). Secţiuni transversale seriate; lamelele dentale puternic divergente în 3 — 9, devenind aproape paralele în 12 — 14; plăcile deltidiale în 7, 8; plăcile cardinale orizontale în 16 — 20; dinţii masivi, crenelaţi, în 15 — 18; crure concave în 24; septum scurt, triunghiular, în 10—20.

Gen **Belbekella** Moiseev 1939

Belbekella macoveii Bărbulescu et Neagu nov.sp.

pl. I, fig. 1—4, text-fig. 8, 9

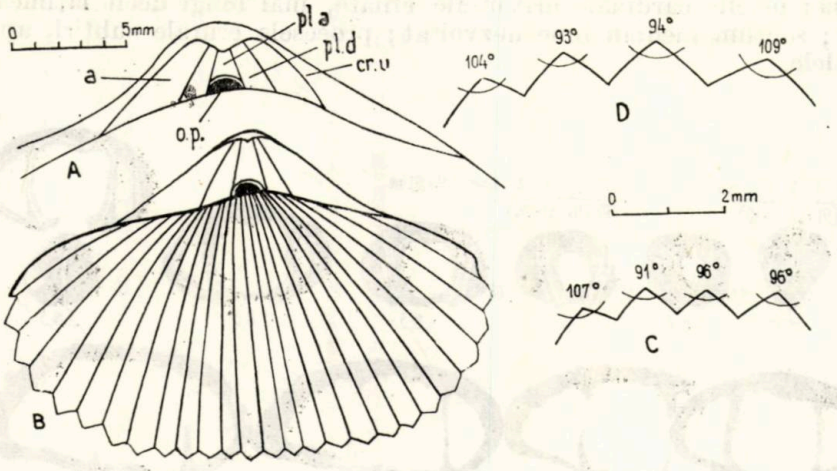


Fig. 8. — *Belbekella macoveii* Bărbulescu et Neagu nov. sp.

A, Regiunea posterioară a cochiliei (detaliu) : *a*, area ; *pl.a*, placă apicală ; *pl. d*, plăci deltidiale disjuncte ; *cr.u*, creste umbonale ; *o.p*, orificiu peduncular hypothyrid ; *B*, cochilia în vedere dorsală ; *C*, deschiderea unghiului costal la un exemplar de dimensiuni medii ; *D*, idem la un exemplar de dimensiuni maxime.

Holotyp. L.P.B. III.b. 0004. Originalul figurat pe pl. I, fig. 3.

Paratipi. L.P.B. III.b.0019.

Derivatio nominis. În memoria lui Gh. Macovei cercetător pasionat al cretacicului din Dobrogea.

Stratum typicum. Calcarele argiloase albe-gălbui ale hauterivianului de pe malul drept al Dunării, Cernavoda.

Material : 7 exemplare (5 complete, măsurabile).

Caractere dimensionale

Lv	Ld	l	g	p	d	Nv	Nd	Ns	Np	l/Lv	g/Lv	p/l	A°
14,0— 17,4	11,8— 14,3	20,09— 26,00	10,8— 15,2	5,3— 6,2	11,2— 15,7	23— 27	23— 27	7— 9	8— 10	1,41— 1,57	0,70— 0,92	0,40— 0,51	106— 112

Caractere externe. Cochilii transverse cu valve inegal convexe (cea brahială mult mai bombată decît cea pedunculară), fără pliu distinct, acoperite cu 20—27 de coaste înalte, ascuţite ; umbone mic, ascuţit, relativ aplatisat, mărginit de carene înguste, proeminente ; aree largă, relativ înaltă, netedă ; plăcile deltidiale dezvoltate, disjuncte ; orificiu peduncular transvers, hypothyrid ; caracteristică este placa apicală foarte înaltă, care la exemplarele de dimensiuni mari are tendinţa de a închide aproape complet orificiul peduncular.

Caractere interne. Lamelele dentale groase, verticale, paralele ; dinţii crenelaţi, lăţiţi spre marginea bazală a fosetei, îngustaţi spre partea

opusă; plăcile cardinale orizontale efilate, mai lungi decît lăţimea dinţilor; septum median bine dezvoltat; procesele crurale subţiri, aproape paralele.

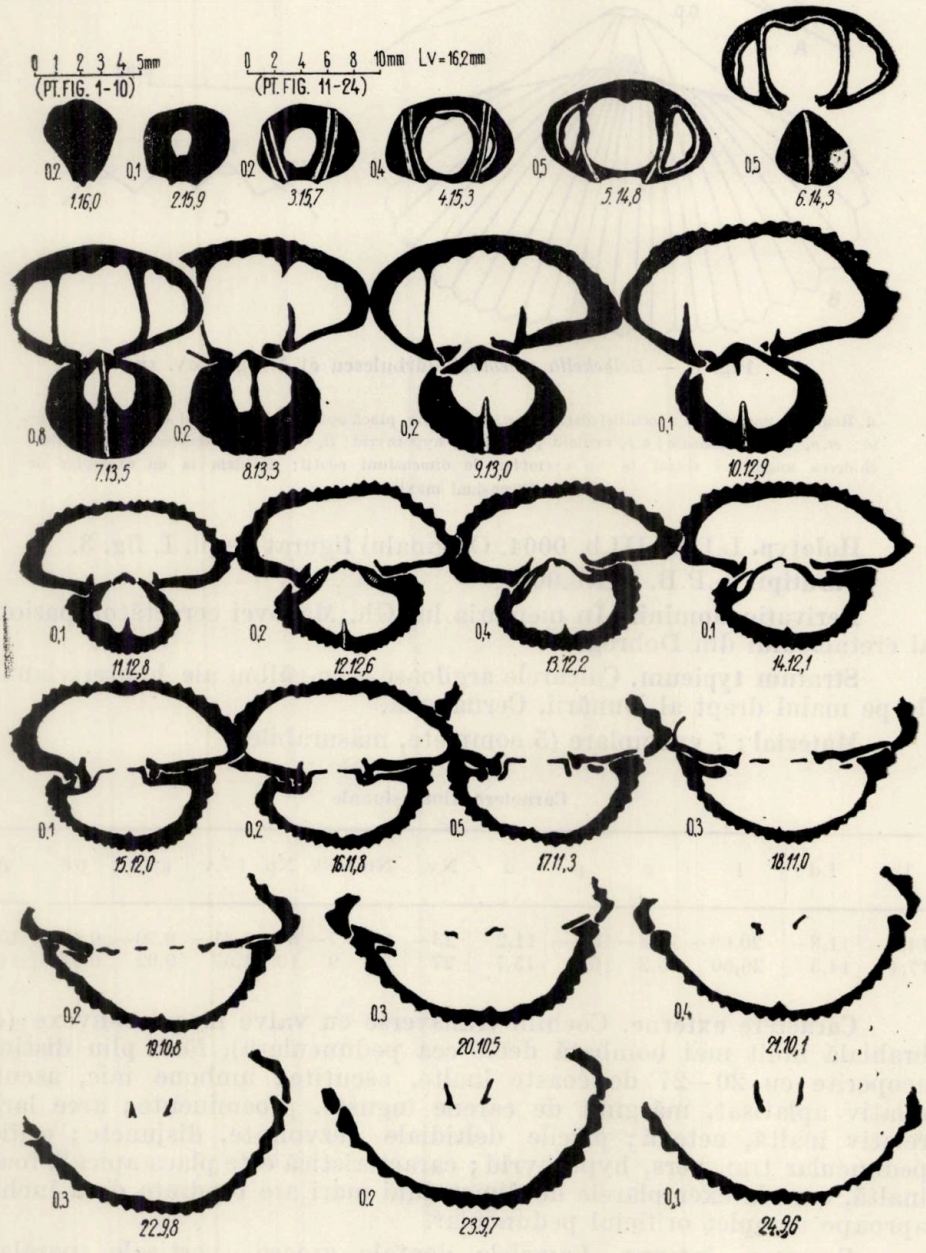


Fig. 9. — *Belbekella macoveii* Bărbulescu et Neagu nov. sp. Secţiuni transversale seriate.

Raporturi şi diferenţe. Exemplarele descrise se deosebesc de speciile, cunoscute în literatură prin convexitatea mare (în special a valvei brahiale), prin coaste înalte şi ascuţite, placă apicală foarte dezvoltată.

Gen **Sulcirhynchia** Burri 1953

Sulcirhynchia romanica Bărbulescu et Neagu nov.sp.

pl. III, fig. 1—12, text-fig. 10—15

Holotyp. L.P.B. III. b.0003. Originalul figurat pe pl. III, fig. 12.

Paratipi. L.P.B. III. b.0018.

Derivatio nominis. Numele derivă de la România şi exprimă locul de provenienţă al materialului.

Stratum typicum. Calcarele feruginoase ale aptianului inferior din valea Baciului — Rasova.

Caractere dimensionale

Lv	Ld	l	g	p	d	Nv	Nd	Ns	Np	l/Lv	g/Lv
9,12— 15,30	7,3— 12,8	10,0— 17,0	4,8— 10,0	1,0— 6,3	5,2— 12,0	28— 52	28— 50	9— 16	10— 17	1,03— 1,35	0,51— 0,77

Material : peste 70 de exemplare (45 măsurabile).

Caractere externe. Cochilii cu contur variabil, în general mai late decît înalte, cu regiunea anterioară lărgită şi trunchiată, rar excavată; umbone relativ înalt, deprimat, cu aree largă, netedă, excavată şi carene angulare; orificiu peduncular hypothyrid, circular; plăcile deltidiale unite; şanţ median larg, puţin profund pe valva pedunculară şi o proeminenţă rotunjită, puţin înaltă pe valva brahială; comisura laterală subverticală, comisura frontală rectimarginată, plan-uniplicată, uniplicată înaltă.

Caractere interne. Două exemplare secţionate transversal arată lamelele dentale aproape paralele anterior, încă foarte lungi cînd dinţii masivi, crenelaţi sînt complet dezvoltaţi; plăcile cardinale subţiri, aproape orizontale; septum median scurt, robust, triunghiular.

Morfogenie. Text-fig. 11 arată complicarea progresivă a comisurii frontale într-o serie de indivizi de vîrste diferite; nu se constată o modificare importantă a lăţimii sau grosimii relative a cochiliei în raport cu vîrsta, există însă variaţii morfologice. Planşa III şi figurile 11—13 din text sugerează existenţa a două morfotipuri care se deosebesc mai ales în ce priveşte convexitatea cochiliei.

Raporturi şi diferenţe. Apropiată de *Rhynchonella multiformis* Roemer şi de *Rh. gibbsiana* Sowerby, specia descrisă se deosebeşte prin dimensiuni, convexitatea cochiliei şi număr de coaste.

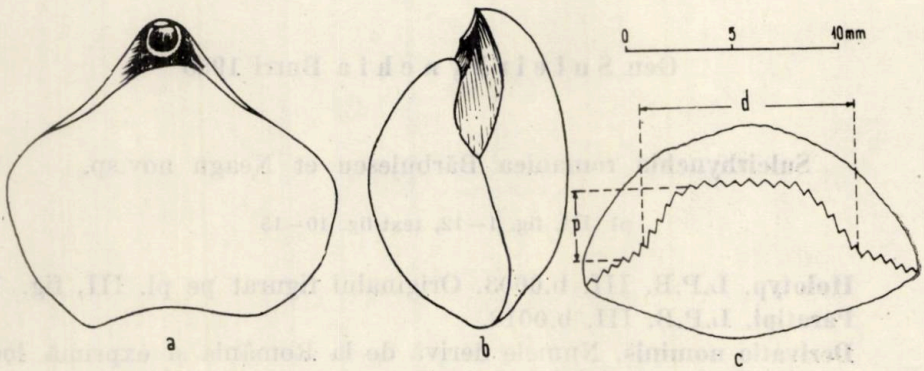


Fig. 10. — *Sulcirhynchia romanica* Bărbulescu et Neagu nov. sp.

a, Dorsal; *b*, lateral; *c*, frontal; *p*, adîncimea sinusului; *d*, lăţimea sinusului; în a, b, caracterele regiunii posterioare; *c*, comisura frontală uniplicată (coastele au fost omise).

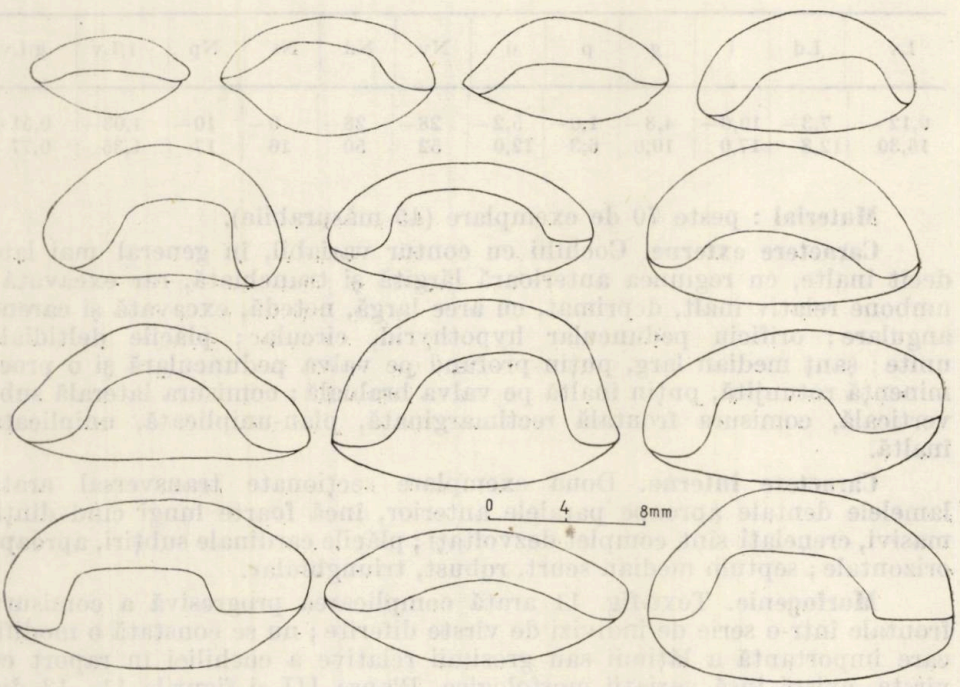


Fig. 11. — *Sulcirhynchia romanica* Bărbulescu et Neagu nov. sp. Desene schematice ilustrînd evoluţia tipului comisurii frontale (coastele au fost omise).

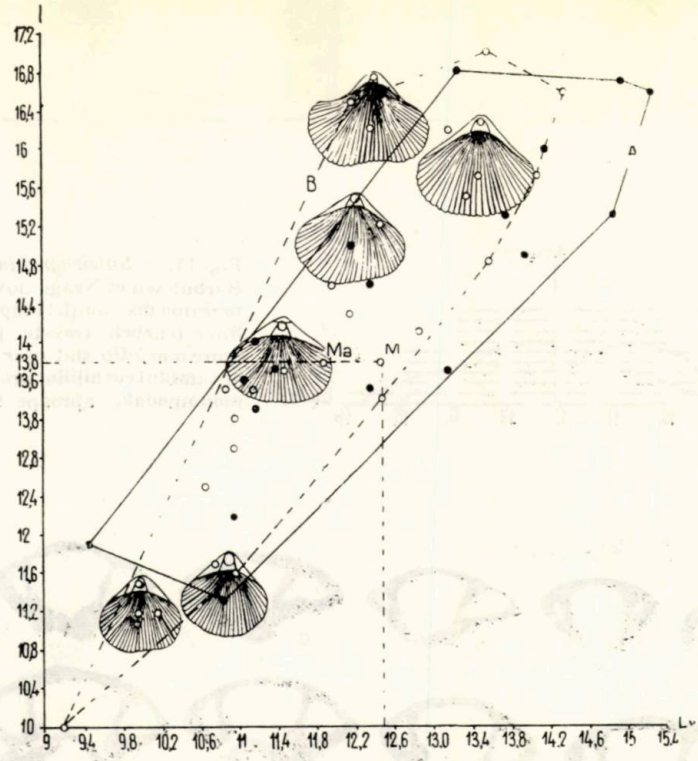


Fig. 12. — *Sulcirhynchia romanica* Bărbulescu et Neagu nov. sp. Dispersia valorilor lățimii raportate la lungimea cochiliilor; cochiliile sînt repartizate după valorile *Lv* și *l*, figurate în vedere dorsală.

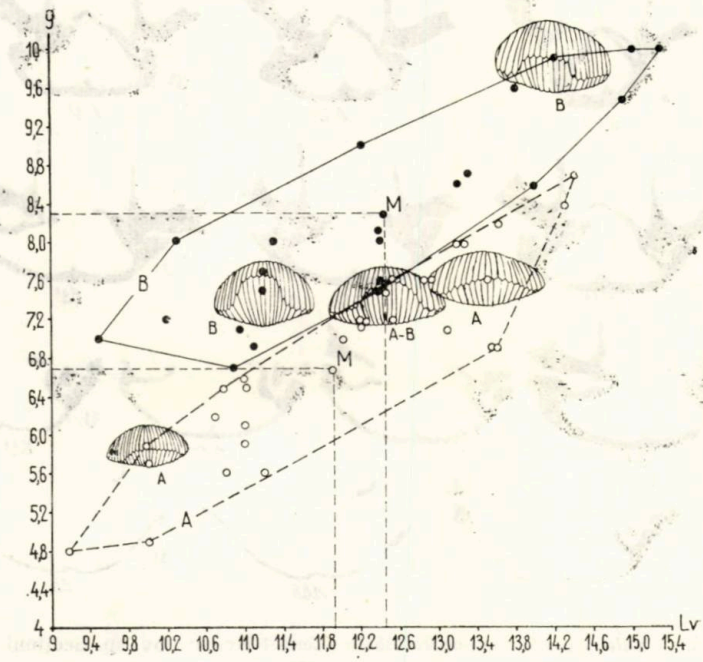


Fig. 13. — *Sulcirhynchia romanica* Bărbulescu et Neagu nov. sp. Dispersia valorilor grosimii raportate la lungimea cochiliei; cochiliile sînt repartizate după valorile *Lv* și *g*, figurate în vedere frontală.

A, morfotip aplatisat; *b*, morfotip globulos; *A* — *B*, exemplar cu caractere de tranziție.

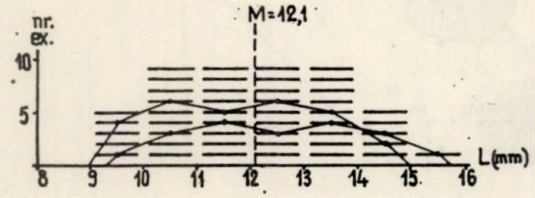


Fig. 14. — *Sulcirhynchia romanica* Bărbulescu et Neagu nov. sp. Histograma distribuţiei lungimii cochiliilor (curbele trasate pentru fiecare morfotip sînt uşor bimodale, ansamblul cochiliilor arată o curbă monomodală aproape simetrică).

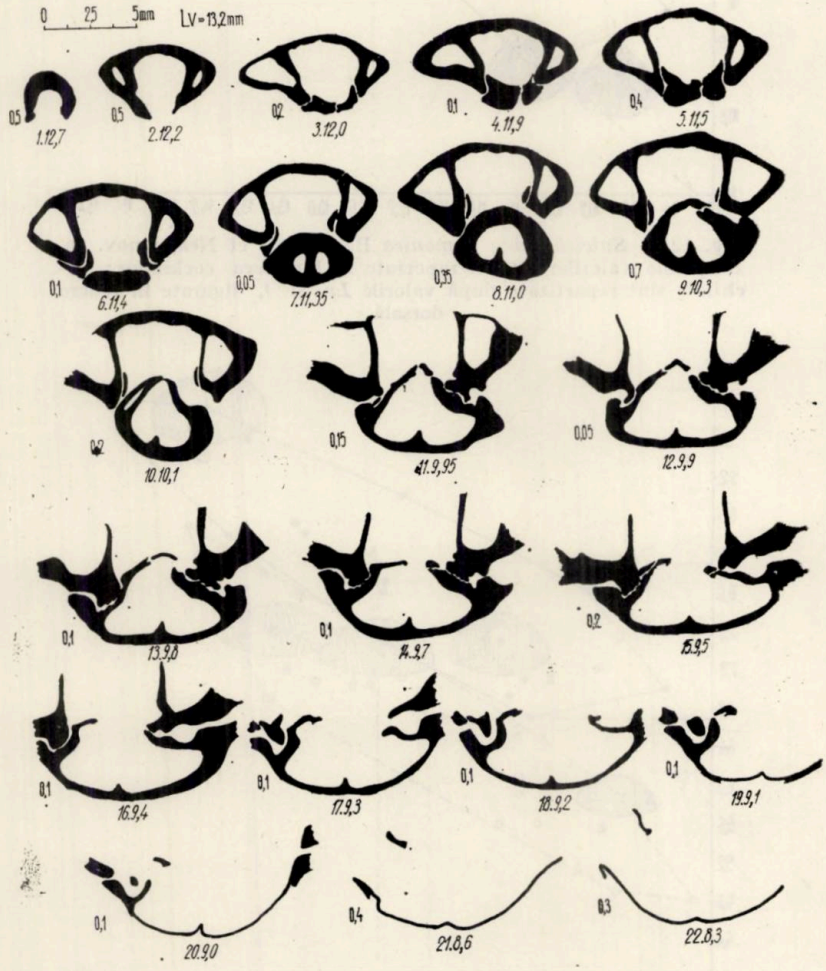


Fig. 15. — *Sulcirhynchia romanica* Bărbulescu et Neagu nov. sp. Secţiuni transversale seriate.

Gen **Loriolithyris** Middlemiss 1968

Loriolithyris russillensis (Loriol) 1866

pl. IV, fig. 3, 5, 6, 8, 9, text-fig. 16—17

Terebratula russillensis Loriol, Pictet 1872, p. 68, pl. 202, fig. 1—8.
Terebratula latifrons Loriol, Pictet 1872, p. 67, pl. 201, fig. 16, 17.
Loriolithyris russillensis (Loriol), Middlemiss 1968, p. 6, pl. A, fig. 1—4, text-fig. 2—4

Material: peste 20 de exemplare juvenile şi adulte.

Caractere dimensionale

Lv	Ld	l	g	lm	p	d	A°	Ld/Lv	l/Lv	g/Lv	lm/Lv	p/Lv
9,0— 21,3	7,7— 16,5	7,7— 16,4	4,7— 12,0	5,0— 12,0	0,6— 4,6	3,1— 7,2	72 76	0,77— 0,90	0,71— 1,02	0,52— 0,67	0,50— 0,68	0,51— 0,21

Raporturi şi diferenţe. M i d d l e m i s s (1968) a precizat amănunţit deosebirile faţă de speciile apropiate. Exemplarele studiate se deosebesc de *Sellithyris sella* (Sow.), deosebit de abundentă în aptianul inferior din Dobrogea, prin cochilie mai convexă, cu umbone mai gros, drept, orificiu peduncular mai mare la talii egale şi symphytium invizibil; de *L. valdensis* (Loriol) se deosebesc prin alungire mai redusă.

Proveniență. Hauterivian, malul drept al lacului Vederoasa, Aliman.

Răspîndire stratigrafică şi geografică. Specie menţionată în principal în barremianul din Bazinul parisian şi Jura, a mai fost citată în valanginianul, hauterivianul şi aptianul din regiunile amintite, ca şi în valanginianul din Maroc. În Dobrogea de sud a mai fost menţionată în barremian.

L.P.B.III.b.0005.

Gen **Sellithyris** Middlemiss 1959

Sellithyris sella (J. de C. Sowerby) 1832

pl. V, fig. 1—8, text-fig. 18—21

Terebratula sella Sowerby, d'Orbigny 1847, p. 91, pl. 510, fig. 6—12; Loriol 1861, p. 110, pl. XV, fig. 17; Pictet 1872, p. 78, pl. 22, fig. 19; Karakash 1907, p. 212, pl. XX, fig. 3—12.
Sellithyris sella (J. de C. Sowerby), Muir-Wood (în Moore) 1965, p. H 793, fig. 658/2a-c; Middlemiss 1968, p. 15, pl A., fig. 6, 7, text-fig. 6, 7 a-c.

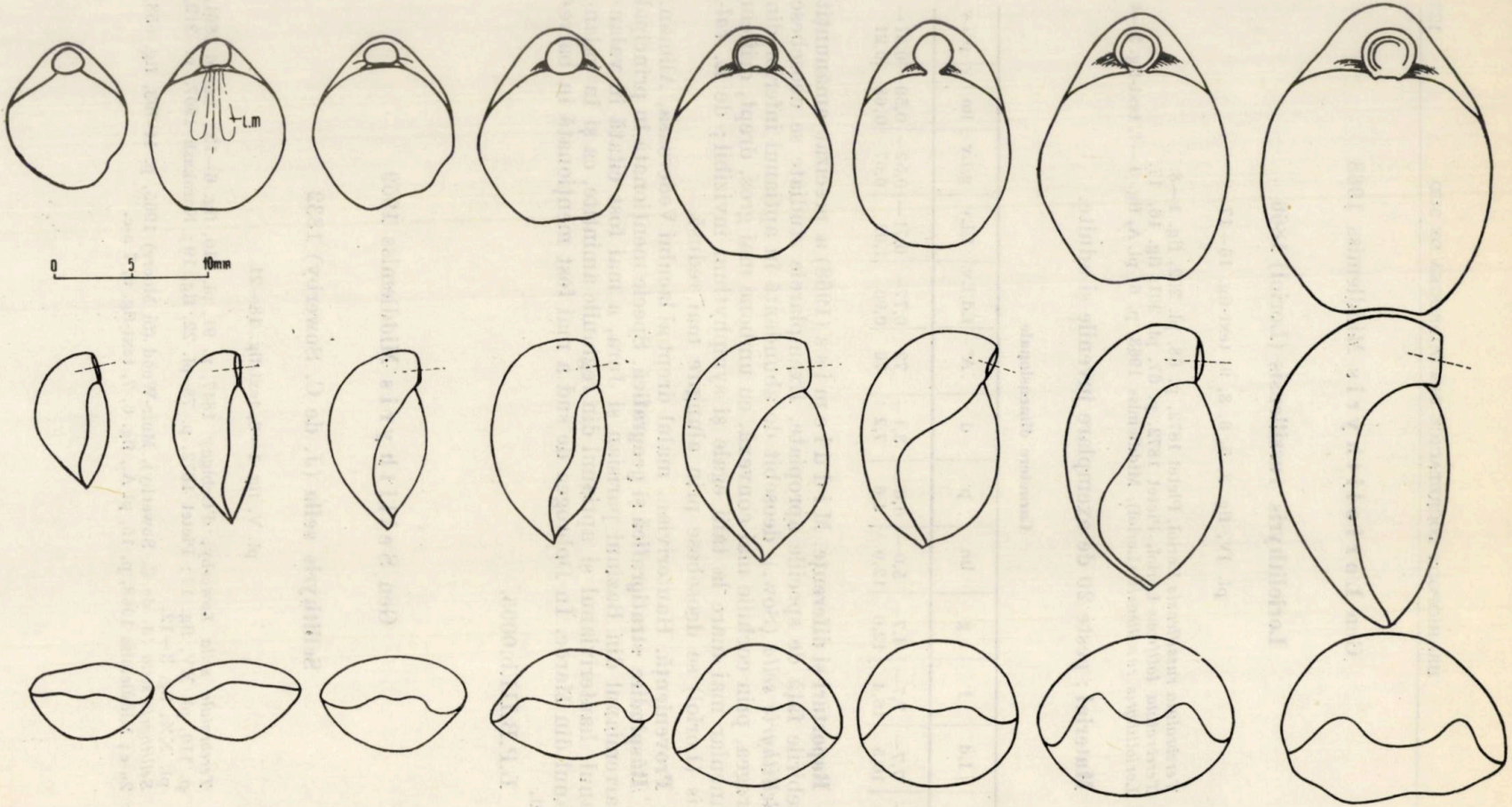


Fig. 16. — *Loriolithyris russillensis* (Loriol). Desene schematice ilustrînd conturul cochiliilor (sus), evoluția curburii umbonelui și a devierii comisurii laterale (mijloc) și a complicării comisurii frontale în raport cu creșterea cochiliilor ; *i.m*, impresiunea mușchilor adductori posteriori.

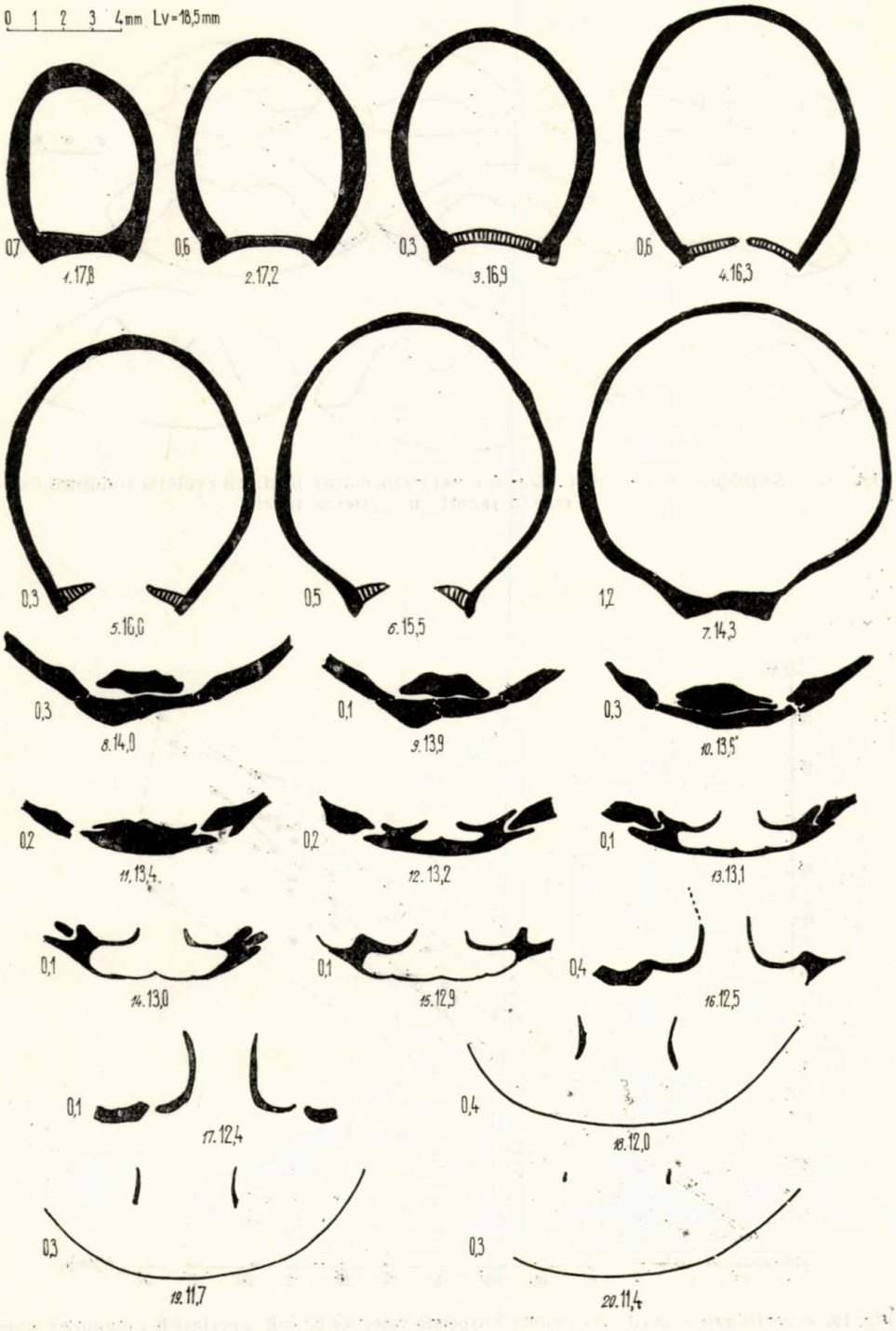


Fig. 17. — *Loriolithyris russillensis* (Loriol). Secţiuni transversale seriate.

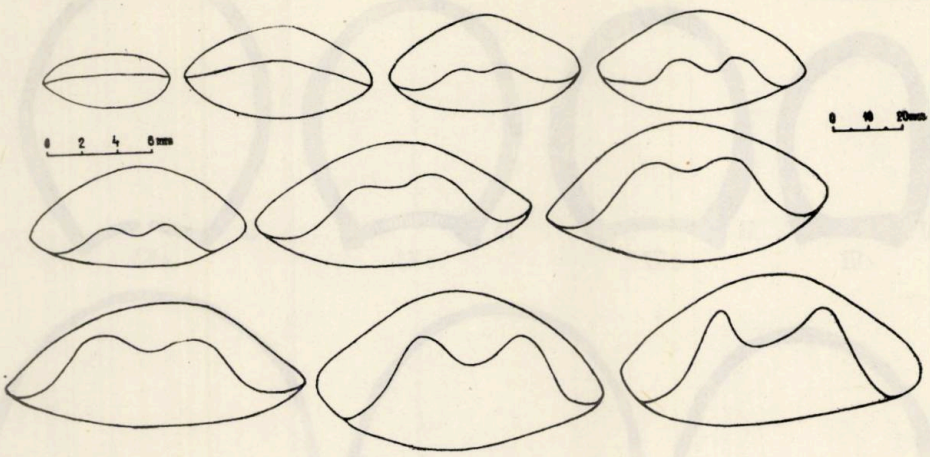


Fig. 18. — *Sellithyris sella* (J. de C. Sow.). Desene schematice ilustrînd evoluţia comisurii frontale în raport cu creşterea taliei.

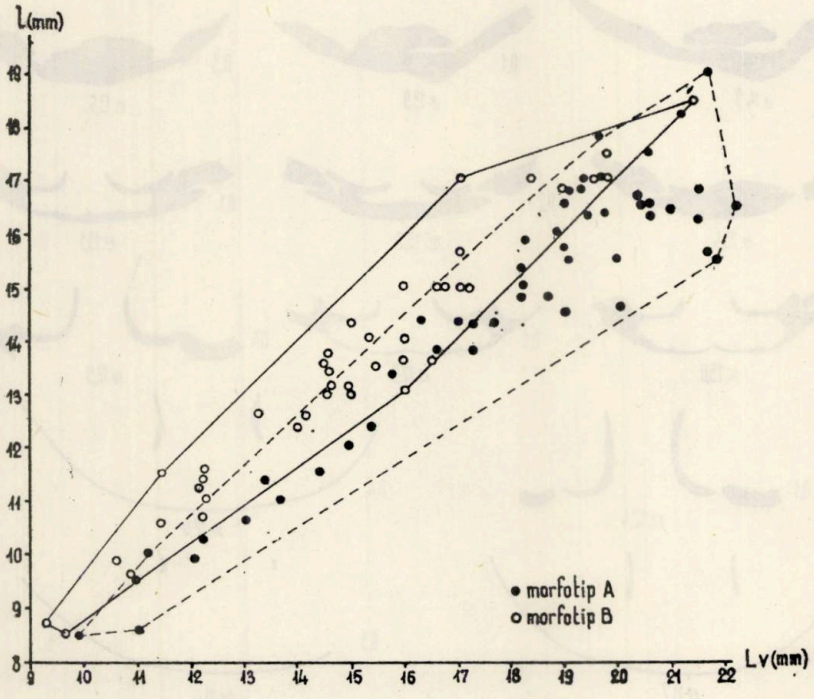


Fig. 19. — *Sellithyris sella* (J. de C. Sow.). Dispersia valorilor lăţimii raportate la lungimea cochiliilor.

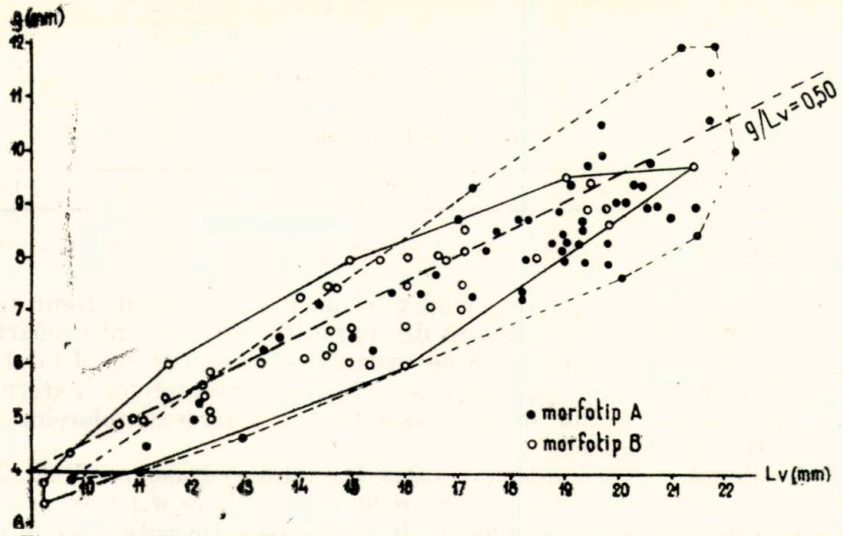


Fig. 20. — *Sellithyris sella* (J. de C. Sow.). Dispersia valorilor grosimii raportate la lungimea cochiliei; dispersia laterală față de dreapta reprezentată prin raportul g/Lv = 0,50 este limitată.

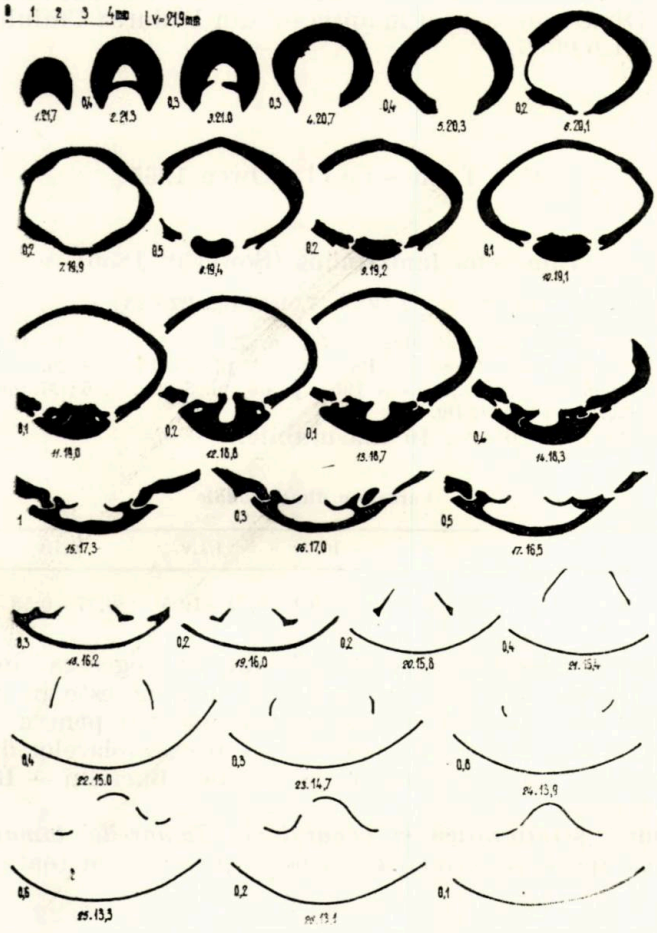


Fig. 21. — *Sellithyris sella* (J. de C. Sow.). Secțiuni transversale seriate.

Material : peste 130 de exemplare, 96 măsurabile.

Caractere dimensionale

Lv	Ld	Ld/Lv	l	l/Lv	g	g/Lv
9,8—22,2	8,6—20,0	0,86—0,93	8,5—19,0	0,70—0,95	3,8—0,95	0,33—0,56

Raporturi şi diferenţe. Deşi mai mici decît exemplarele figurate de d'Orbigny (1847), se încadrează din punctul de vedere al rapoartelor l/Lv, g/Lv şi unghi umbonal; faţă de exemplarele descrise de Middlemiss (1968) remarcăm, pe lîngă asemănarea caracterelor externe şi interne, coincidenţa ariilor de dispersie pentru zona exemplarelor mici din insula Wight (Anglia).

Provenienţă. Aptian inferior, valea Baciului — Rasova. F. A. Middlemiss (1968) apreciază că *S. sella* (J. de C. Sow.) este cea mai tipică şi mai răspîndită dintre speciile de brahiopode ale aptianului inferior din Europa occidentală (Bazinul parisian, Anglia meridională, Jura, Provence, Languedoc, Spania de nord şi de est). În ţara noastră a mai fost menţionată în barremian-aptianul din Dobrogea de sud, în neocomianul din Bazinul Dîmboviciorei şi în aptianul din Pădurea Craiului.

L.P.B.III.b.0006.

Gen **Tamarella** Owen 1965

Tamarella tamarindus (Sowerby 1836)

pl. IV, fig. 1, 2, 4, 7, text-fig. 22—23

Zeilleria tamarindus Sow., d'Orbigny 1847, p. 72, pl. 505, fig. 1—10; Pictet 1872, p. 96, pl. 204, fig. 1—3; Karakash 1907, p. 214, pl. 20, fig. 19—20.
Tamarella tamarindus (Sow.), Owen 1965, p. 63, pl. 3, fig. 5, 6; Middlemiss 1965, p. 21, pl. B, fig. 7—10, text-fig. 11.

Material: 25 de exemplare, 16 măsurabile.

Caractere dimensionale

Lv	l	g	lm	l/Lv	g/Lv	lm/Lv
7,2—14,8	6,0—13,2	2,7—8,2	3,5—9,1	0,83—1,05	0,37—0,58	0,48—0,61

Raporturi şi diferenţe. Exemplarele din Dobrogea cad în limitele de variaţie ale tipului speciei; convexitatea cochiliei este în general mai mică: raportul g/Lv rămîne inferior celui menţionat pentru exemplarele din Anglia şi Franţa şi mai apropiat de cel al exemplarelor din Crimeea.

Provenienţă. Aptianul inferior de pe valea Baciului — Rasova şi de la Canlia — Ostrov.

Răspîndire stratigrafică şi geografică. *Tamarella tamarindus* este considerată ca specie în principal aptiană, prezentă în toate localităţile

cu brahiopode ale aptianului din Anglia, Franța, Spania de nord, Jura, Crimeea, Caucaz.

L.P.B.III.b.0010.

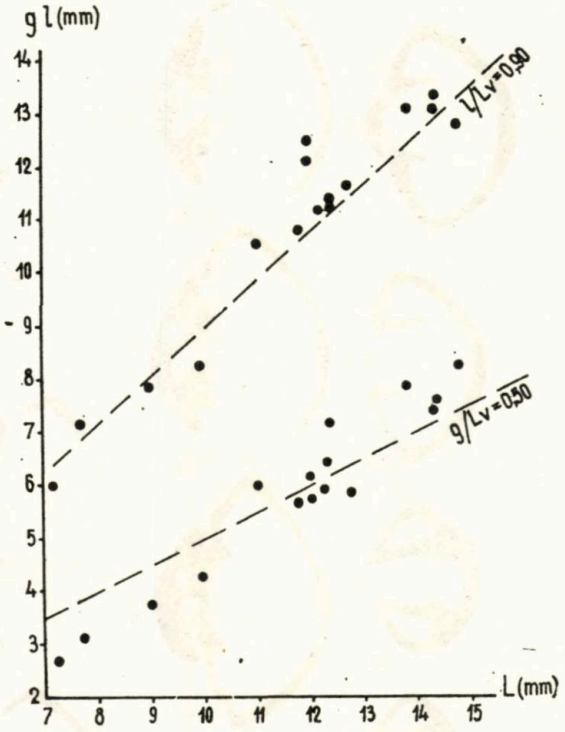


Fig. 22. — *Tamarella tamarindus* (J. de C. Sow.). Dispersia valorilor grosimii și lățimii cochiliei raportate la lungime.

Gen **Terebrirostra** d'Orbigny

Terebrirostra arduennensis d'Orbigny 1847

pl. VI, fig. 1—9, text-fig. 24—27

Material: 96 de exemplare, 32 măsurabile.

Caractere dimensionale

Lv	Ld	l	g	Nd	Nv	Np	Ld/Lv	l/Lv	g/Lv	ic
15,7— 27,0	10,8— 17,8	7,5— 14,8	6,0— 14,0	8,0— 20,6	17— 32	17— 31	0,63— 0,82	0,44— 0,61	0,28— 0,61	34— 61

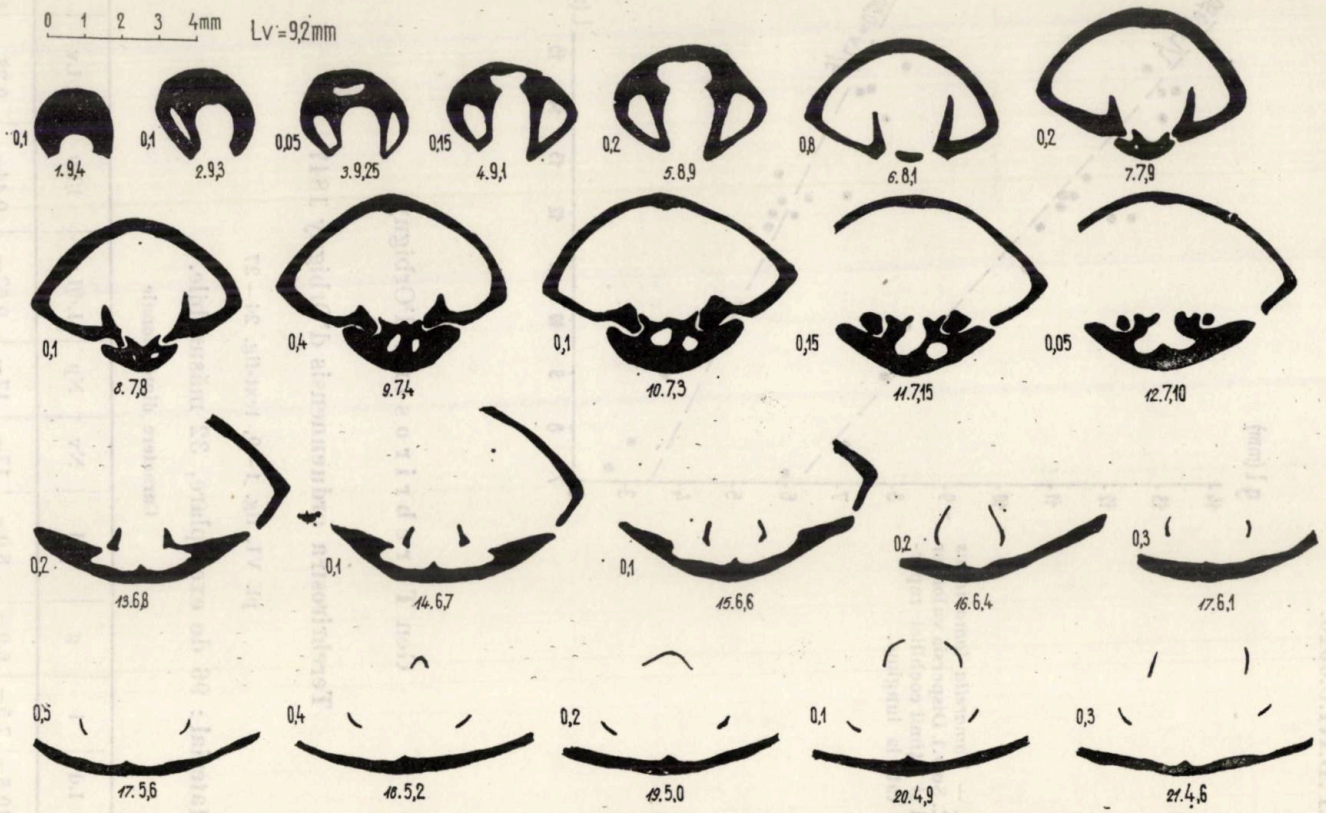


Fig. 23. — *Tamarella tamarindus* (J. de C. Sow.). Secțiuni transversale seriate.

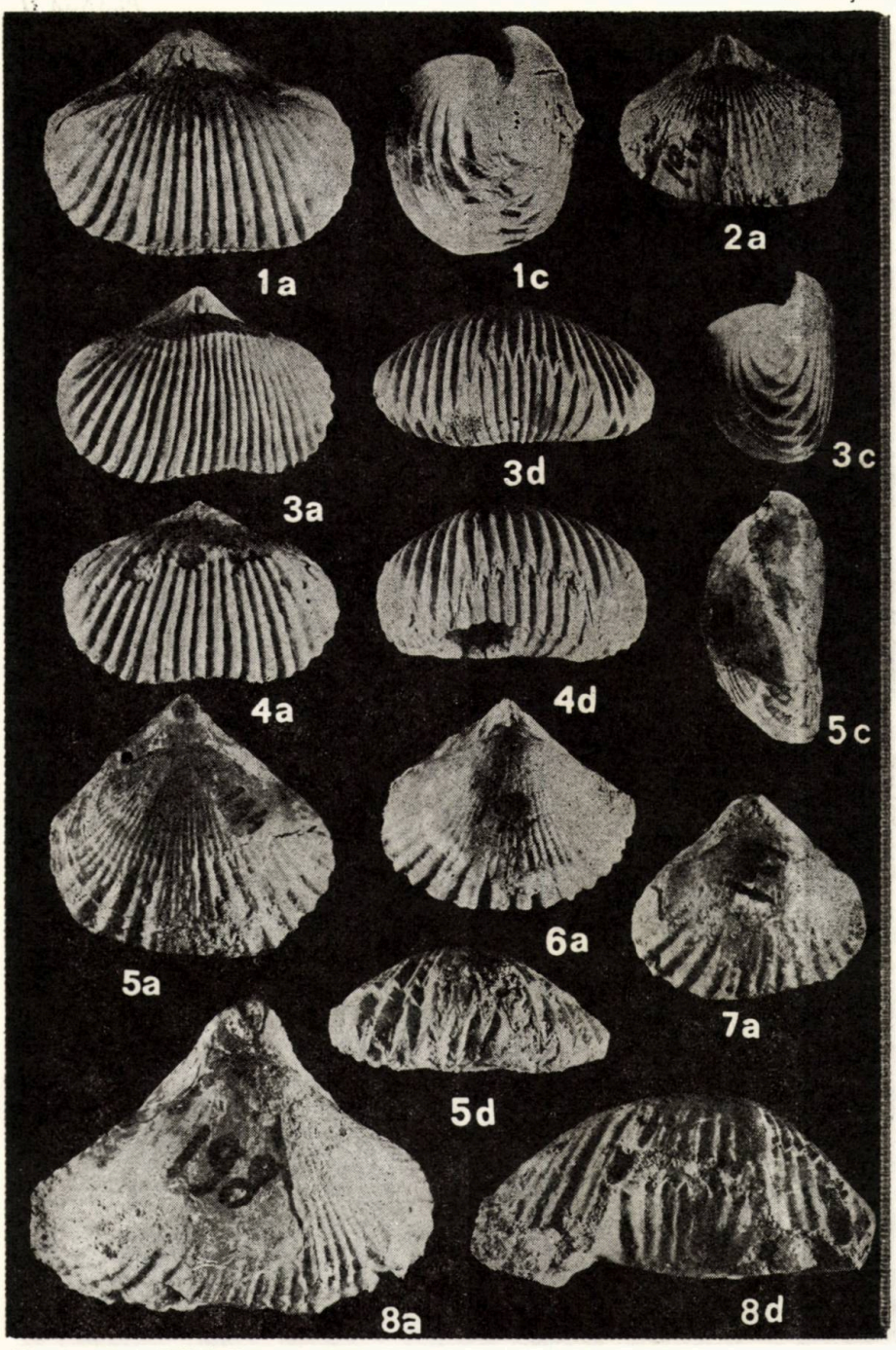


Fig. 1 — 4. — *Belbekella macoveii* Bărbulescu et Neagu nov. sp., hauterivian-barremian, valea Dunării, Cernavoda-Pod; toate figurile 2×.
Fig. 5 — 8. — *Cyclothyris antidichotoma* (Buvign.), aptian, valea Baciului — Rasova; toate figurile 2×.

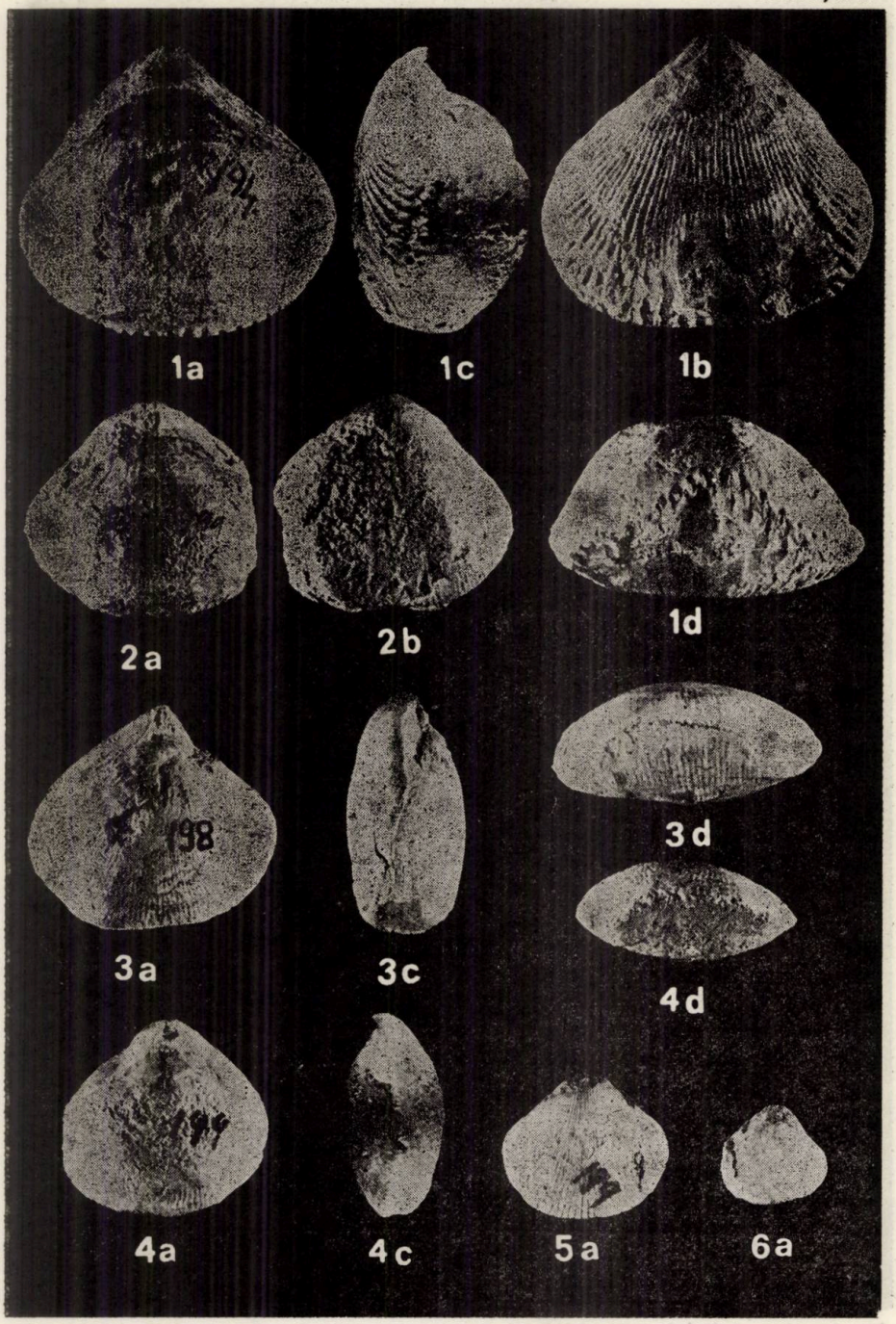


Fig. 1 — 6. — *Cyclothyris* cf. *latissima* (J. de C. Sow.), aptian inferior, **valea Baciului — Rasova**; toate figurile 2×.

PLANȘA III

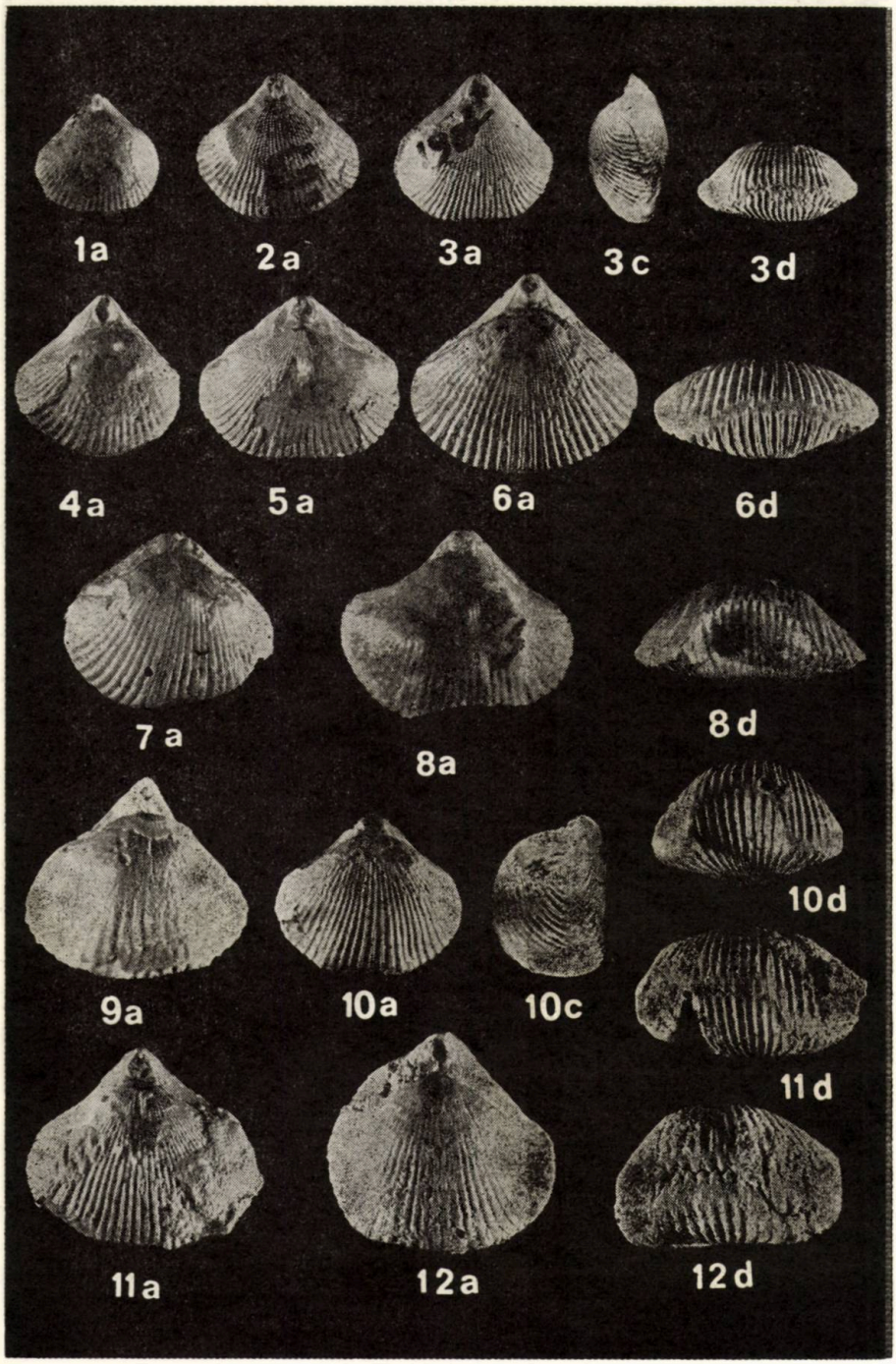


Fig. 1 — 12. — *Sulcirhynchia romanica* Bărbulescu et Neagu nov. sp., aptian, valea Baciului — Rasova; toate figurile 2×.

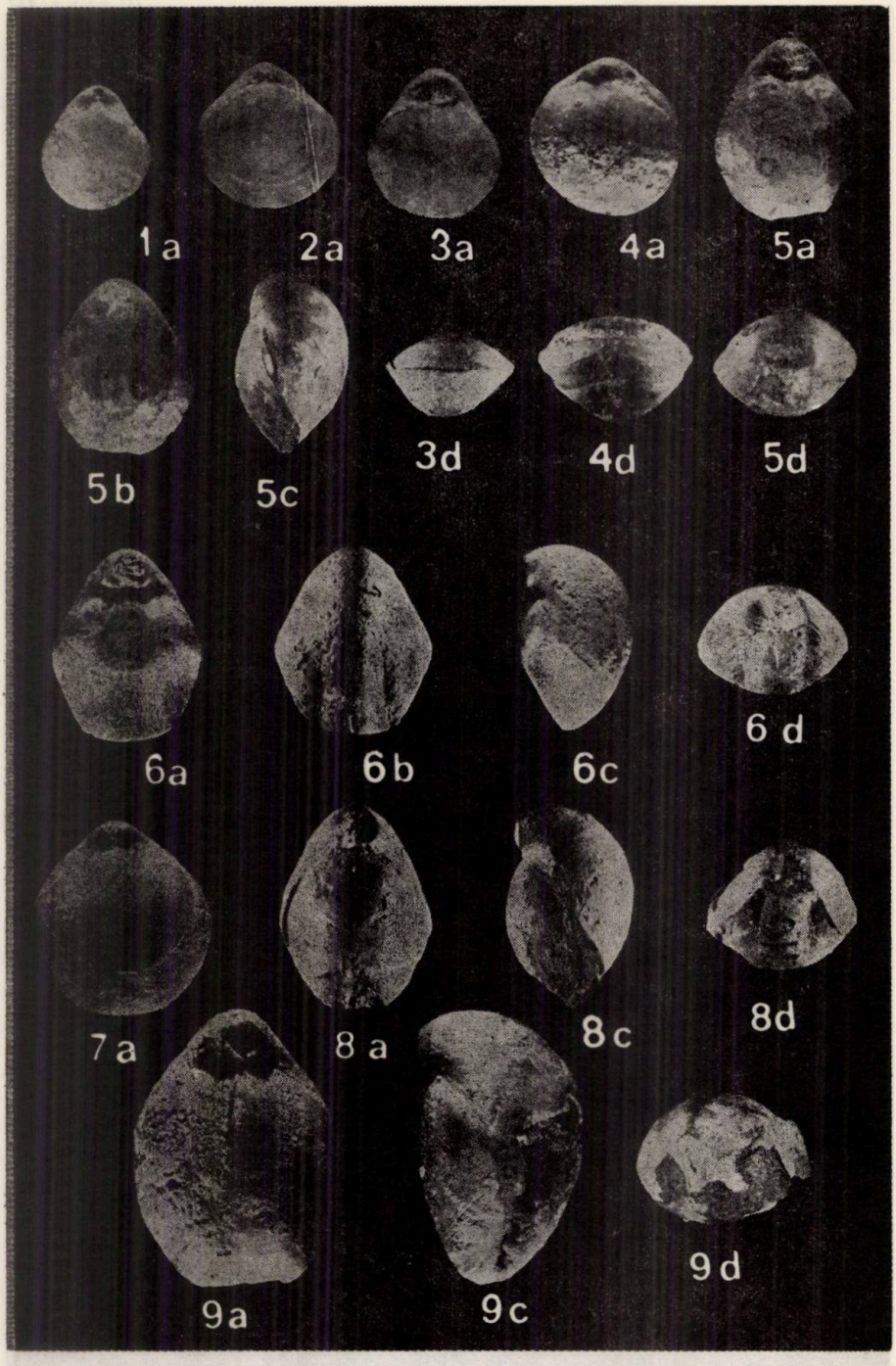


Fig. 1,2,4,7. — *Tamarella tamarindus* (J. de C. Sow.), aptian inferior, valea Baciului — Rasova; toate figurile 2×.

Fig. 3,5,6,8,9. — *Loriolithyris russillensis* (Loriol), hauterivian, valea Vederoasa — Aliman; toate figurile 2×.

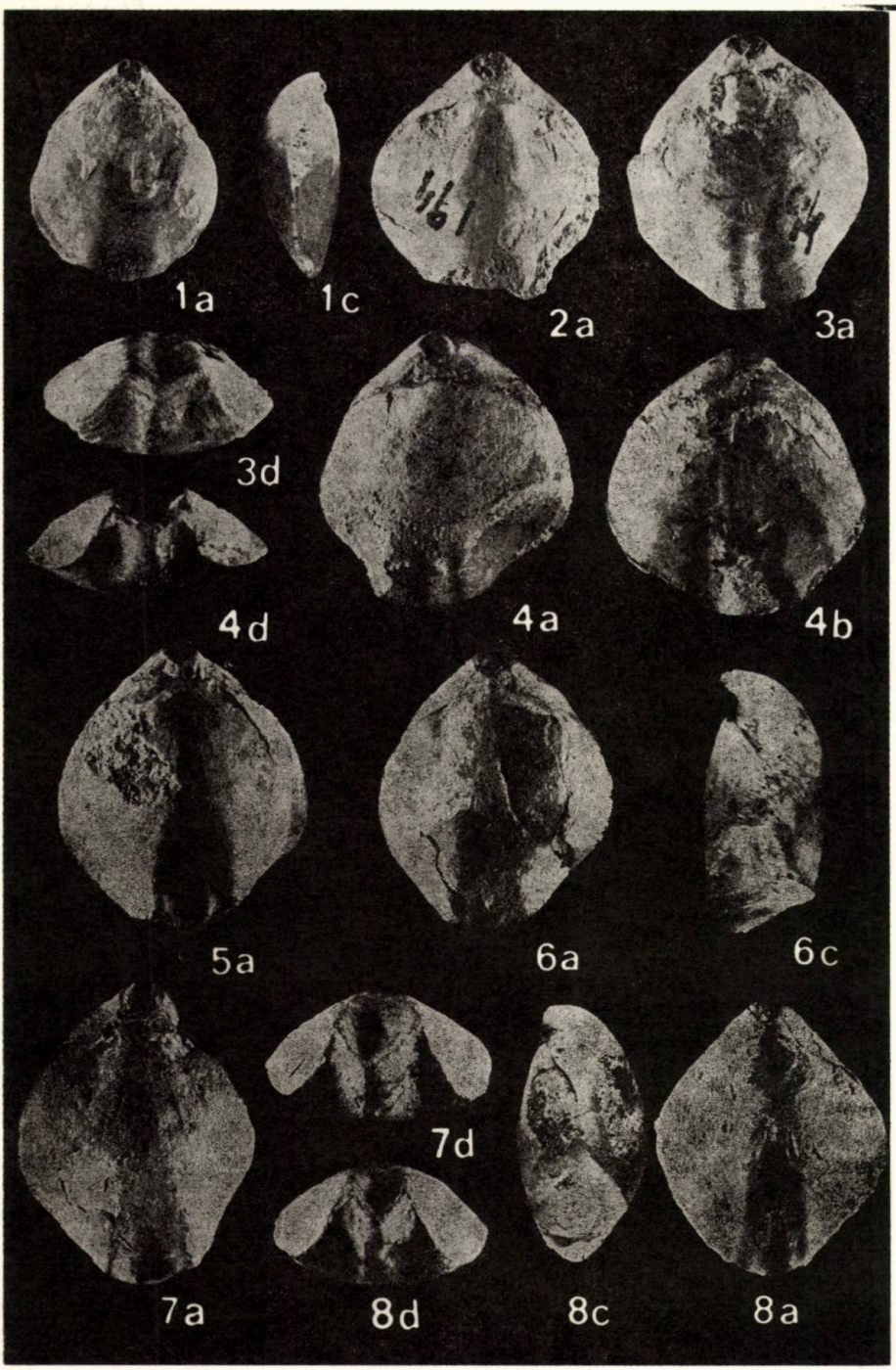


Fig. 1 — 8. — *Sellithyris sella* (J. de C. Sow.), aptian inferior, valea Baciului — Rasova; toate figurile 2×.

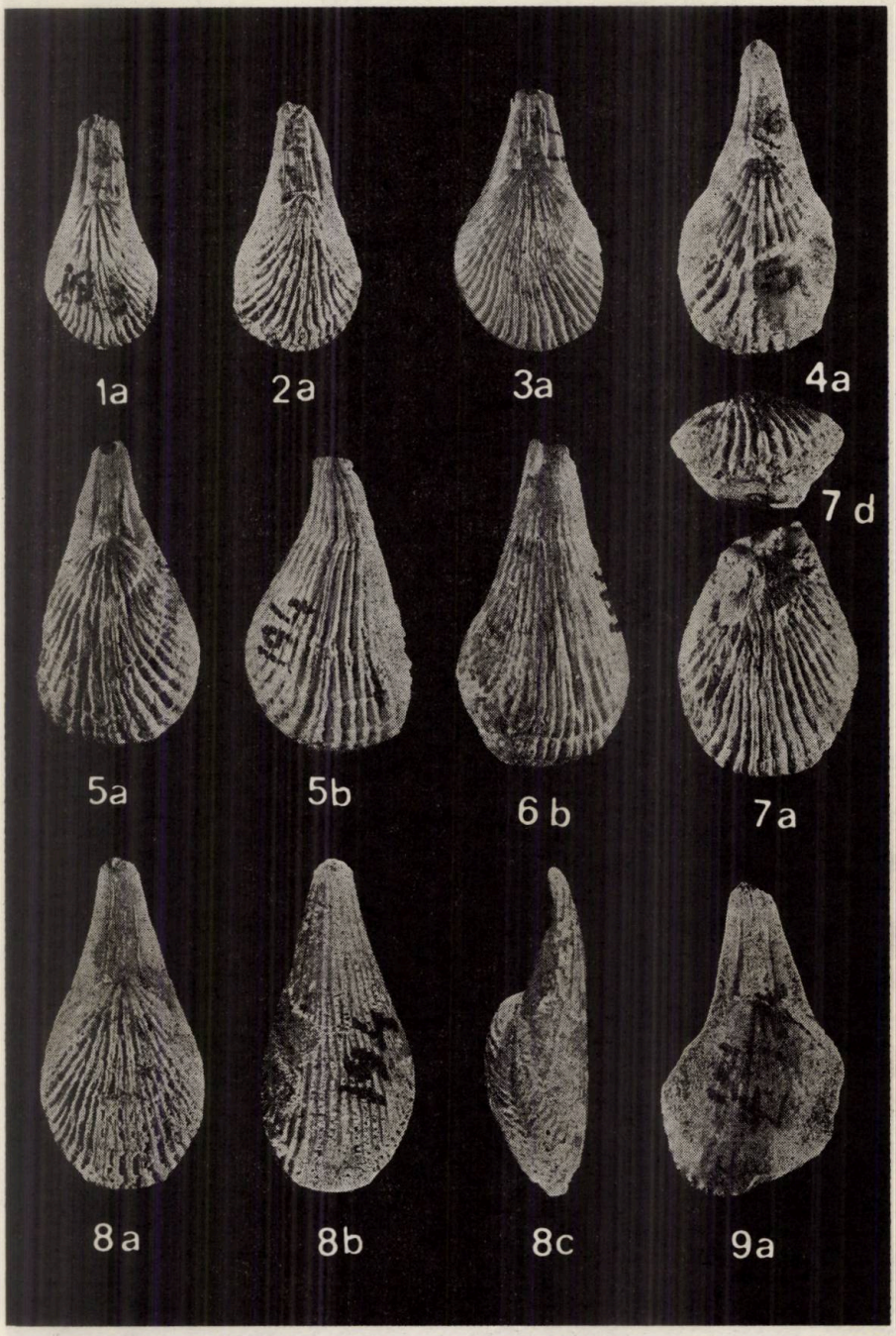


Fig. 1 — 9. — *Terebrirostra arduennensis* d'Orbigny, aptian inferior, valea Baciului—Rasova; toate figurile 2×.

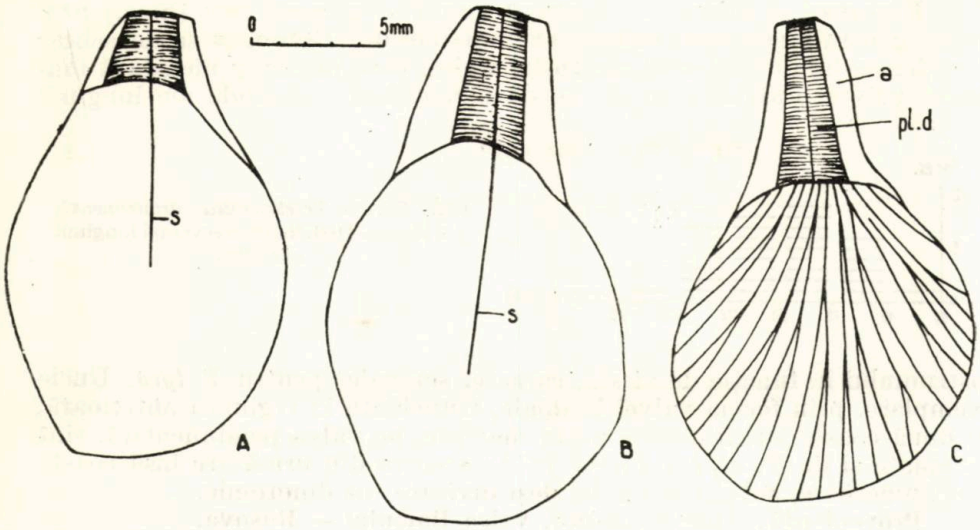


Fig. 24. — *Terebrirostra arduennensis* d'Orbigny.

A, exemplar decorticat cu umbonele incomplet, pe care se observă septumul valvei brahiale (s); *B*, exemplar decorticat cu septumul lung; *C*, desene schematice ale ornamentației; plăcile deltidiale foarte înalte (*pl.d*), aree înaltă (*a*).

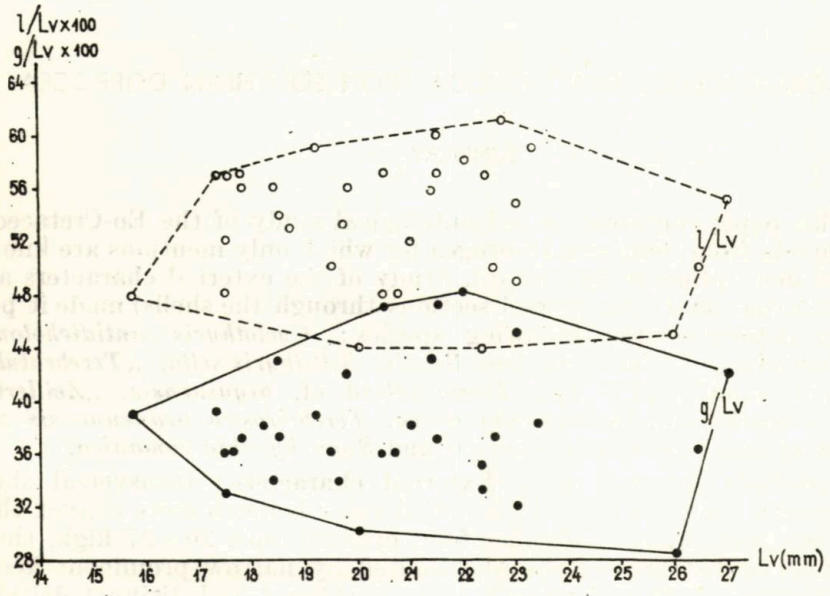


Fig. 25. — *Terebrirostra arduennensis* d'Orbigny. Relația dintre lățimea și grosimea relativă a cochiliei raportate la lungime.

Raporturi şi diferenţe. Apropiate de *Terebrirostra lyra* (Sow.) prin forma generală şi ornamentaţie, exemplarele din Dobrogea se deosebesc prin dimensiunile mai mici ale rostrumului, care nu ating niciodată lungimea valvei brahiale; nu se constată modificări sensibile ale lungimii

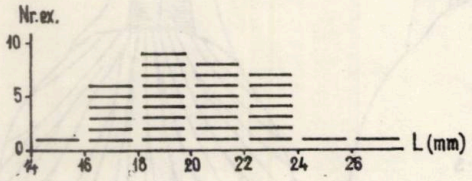


Fig. 26. — *Terebrirostra arduennensis* d'Orbigny. Distribuţia frecvenţei lungimii cochiliei.

rostrumului în funcţie de vîrstă, caracter semnalat pentru *T. lyra*. Unele exemplare, prin forma valvei brahiale, trunchiată în regiunea anterioară, cu două coaste longitudinale puţin marcate, pe valva pedunculară, sînt apropiate şi de *T. alpina* Pictet 1872; aceasta din urmă are însă coaste mai numeroase, subţiri şi rigide, deşi divizate tot dihotomic.

Provenienţă. Aptian inferior, valea Baciului — Rasova.

Răspîndire stratigrafică şi geografică. Specia *T. arduennensis* d'Orb. a fost descrisă din albian (Grandpré, Ardeni); specia apropiată *T. lyra* provine din cenomanian. Genul *Terebrirostra* este considerat propriu pentru albian-cenomanian. Rezultă că aceasta este prima menţiune a genului şi a speciei la un nivel inferior celui cunoscut pînă în prezent. Vîrsta apţiană a materialului din Dobrogea este sigură, nivelul cu *Terebrirostra* stînd sub albian care are o faună şi un facies total diferite.

L.P.B.III.b.0017.

EO-CREATACEOUS BRACHIOPODA FROM SOUTHERN DOBROGEA

SUMMARY

This paper represents a paleontological study of the Eo-Cretaceous Brachiopoda from Southern Dobrogea for which only mentions are known (without description or figuration). Study of the external characters and of the internal ones (transversal sections through the shells) made it possible to determine the following species: *Cyclothyris antidichotoma*, *C.* cf. *latissima*, *Loriolithyris russillensis*, *Sellithyris sella*, *„Terebratula"* cf. *„moutoniana"*, *„T."* sp., *Terebratulina* cf. *arguinensis*, *„Zeilleria"* *globus*, *Rugitella* sp., *Gemmarcula aurea*, *Terebrirostra arduennensis* and two new species: *Belbekella macoveii* and *Sulcirhynchia romanica*.

Belbekella macoveii n.sp. **External characters**: transversal shells with unequal convex shells (the brachial valve is much more convex than the pedicle one) without distinct fold, ornated with 20—27 high, sharp ribs; small acute relative flat umbo limited by narrow prominent keels; large, relatively high and smooth area; developed and disjunct deltidial plates; foramen transverse, hypothyrid; characteristic is the apical plate very high which at the large specimens has the tendency to close comple-

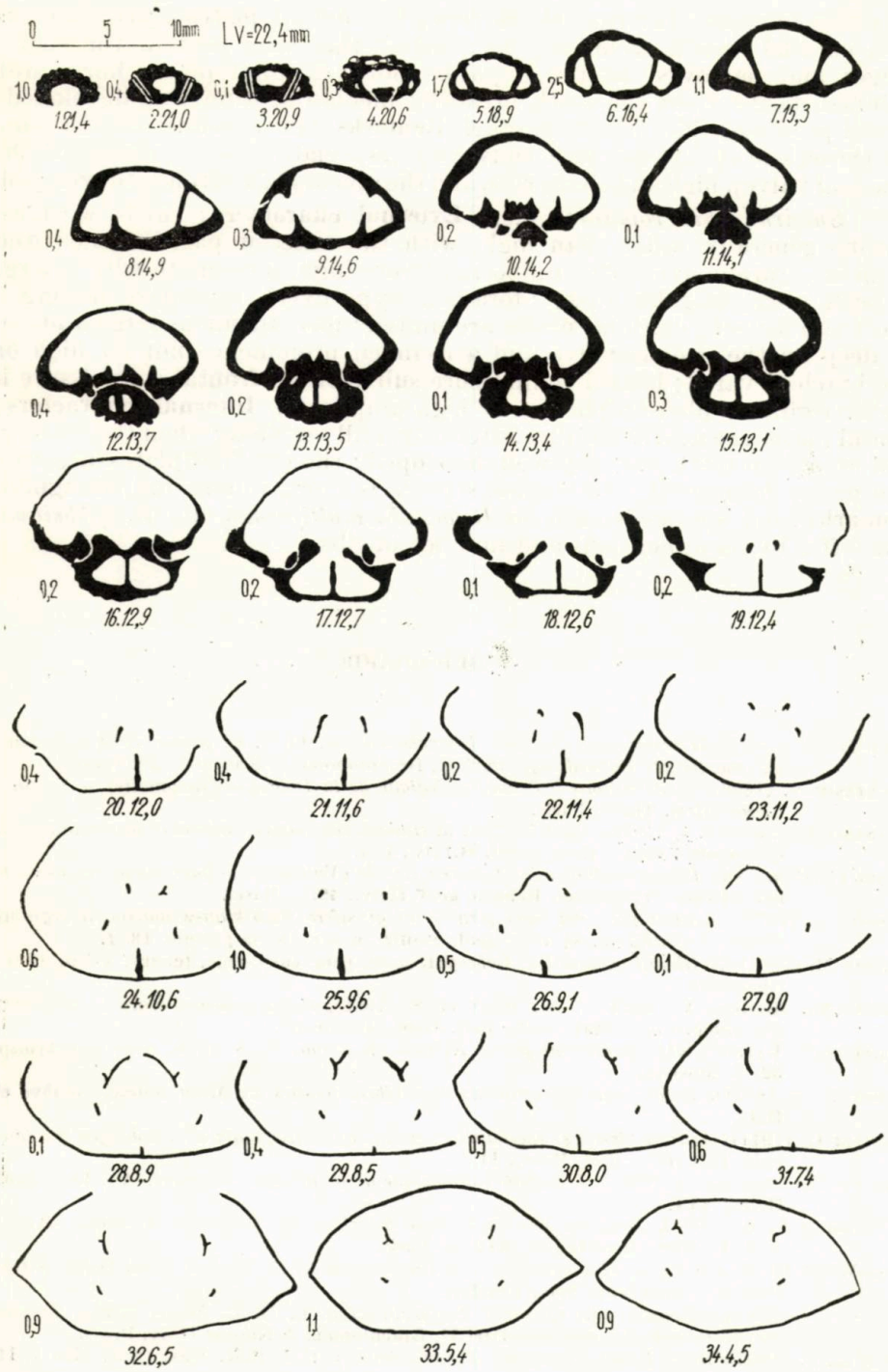


Fig. 27. — *Terebrirostra arduennensis* d'Orbigny. Secțiuni transversale seriate; plăci dentale lungi în 5—9; procesul cardinal înalt, trilobat, în 10—14; dinți lățiți în 15—17; ramurile buclei subțiri, cu spini în 24, 30—32; bandeleta transversală în 26—28; septum foarte lung în 17—30.

tely the foramen. **Internal characters** : the dental plates thick, vertical and parallel ; teeth crenulate, widened at the basal part of the socket ridges and narrowed at the opposite side ; cardinal plates horizontal, thinned, larger than the teeth breadth ; median septum well developed ; crural processes thin, nearly parallel. **Remarks.** Our specimens differ from all those known by the high convexity (especially the convexity of the brachial valve), high and sharp ribs, and the apical plate strongly developed.

Sulcirhynchia romanica n.sp. **External characters** : shells with an outline generally wider than high, with the anterior part widened and truncate, rarely excavate ; umbo relatively high, deprimate with a large smooth area ; angular ribs ; foramen hypothyrid, cyrculare having a short tub aspect ; deltidial plates are united ; median sulcus large and not so deep on the pedicle valve and a rounded prominence not so high on the brachial valve ; lateral commissure subvertical ; frontal commissure is rectimarginate, plan-uniplicate to high-uniplicate. **Internal characters** : dental plates are nearly parallel anteriorly, still very long when the massive and crenulate teeth are very well developed ; the cardinal plates are thin and nearly horizontal ; the median septum is short, robust and triangular. **Remarks** : our species is close to *Belbekella multiformis* and *B. gibbsiana*, but differ by its dimensions and number of ribs.

BIBLIOGRAFIE

AGER D. V. (1965), *Mesozoic and Cenozoic Rhynchonellacea*, în R. C. Moore (edit.), *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part H, Brachiopoda, 2, Kansas Univ. Press.

ANASTASIU V. (1898), *Contributions à l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie) — Terrains secondaires*, Thèse, Paris.

ATANASIU L., SEMAKA A. (1951), *Contribuţiuni la cunoaşterea faunei calcarului barremian de la Cernavoda-Saligny*, Com. Acad. R.P.R., I, *3*.

BURRI F. (1956), *Die Rhynchonelliden der Unteren Kreide (Valanginien-Barrémien) im westschweizerischen Juragebirge*, Eclogae geol. Helv., **49**, *2*, Basel.

BĂNCILĂ I. (1973), *Asupra prezenţei unei formaţiuni gipsifere purbekian-wealdiene în regiunea Feteşti — Constanţa*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria gelogie, **18**, *1*.

CHIRIAC M. (1961), în *Ghidul excursiilor. Dobrogea*, Asoc. geol. carp.-balc. (congr. V-lea, 1961), Bucureşti.

CHIRIAC M., MUTIHAC V., MIRĂUŢĂ O., MÎNZATU S. (1968), *Harta geologică scara* 1 : 200 0000, *Constanţa*, Com. Stat Geol., Inst. Geol., Bucureşti.

KARAKASH N. I. (1907), *Nijnemelovie otlojeniia Krîma i ih fauna*, Tr. S. P. b. o-va estestvoisp, **32**, *5*, Moskva.

LORIOL P. de (1861), *Description des animaux invertébrés fossiles du Mont Salève*, Genève et Bâle.

MACOVEI G. (1911), *Asupra vîrstei şi faciesurilor terenurilor sedimentare din Dobrogea meridională*, D.S. Inst. geol. Rom., **II**.

MACOVEI G., ATANASIU I. (1933), *L'évolution géologique de la Roumanie-Cretacé*, An. Inst. geol. Rom., **XVI**.

MIDDLEMISS F. A. (1968), *Brachiopodes du Crétacé inférieur des Corbières Orientales (Aude)*, Ann. Paléont. Invertébrés, **XIV**, *2*, Paris.

MUIR-WOOD H. M. (1936), *A Monograph on the Brachiopoda of the British Great Oolite Series*, Part I, Paleontogr. Soc., London.

— (1965), *Mezozoic and Cenozoic Terebratulidina*, în R. C. Moore (edit.) *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part H, Brachiopoda 2, Kansas Univ. Press.

OWEN E. F. (1965), *Some Lower Cretaceous Terebratelloidea*, Bul. Brit. Mus. (Nat. Hist.), **11**, *2*, London.

PAQUIER M. V. (1901), *Sur la faune et l'âge des calcaires à rudistes de la Dobrogea*, Bull. Soc. géol. France (3), **XVII**, Paris.

PASCU R. (1909), *Răspîndirea şisturilor verzi, a Jurasicului şi a Neocretacicului din Dobrogea*, An. Inst. geol. Rom., **II**, Bucureşti.

PETERS K. (1867), *Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrodscha*, Dench., d. K. Akad. Wiss. Wien, **27**, Wien.

PICTET F. J. (1872), *Description des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix*, Part. 5, sér. 6, Genève.

PICTET F. J., ROUX W. (1847—1853), *Description des Mollusques fossiles*, Genève.

PICTET F. J., RENEVIER E. (1858), *Description des fossiles du terrain aptien de la Perte-du-Rhône et des environs de St. Croix*, Genève.

SIMIONESCU I. (1906), *Note sur l'âge des calcaires de Cernavoda (Dobrogea)*, Ann. Univ. Iassy, **IV**, Iaşi.

SMIRNOVA T. N. (1960), *Brachiopoda*, în *Atlas nijnemelovîi faunî Severnovo Kavkaza i Krîma*, Moskva.

TOULA FR. (1904), *Geologische Beobachtungen auf einer Reise in der Gegend von Silistria und in der Dobrudscha im Jahre 1892*, Jahrb. d. k.k. geol. R. A., **LIV**, Wien.

Primit în redacţie
la 2 aprilie 1974

Universitatea Bucureşti
Facultatea de geologie-geografie

OBSERVAȚII MICROPALEONTOLOGICE ȘI GEOLOGICE ASUPRA MIO-PLIOCENULUI DIN REGIUNEA BERCA (BUZĂU)

DE

GH. VOICU

Lucrarea prezintă rezultatele cercetărilor efectuate asupra probelor colectate de la sonda de referință Berca [1] și din zona vulcanilor noroioși de pe structura Berca—Arbănași.

Obiectul cercetării l-a constituit un număr de 760 de probe, din care 600 de probe de sită (detritus de sapă), 70 de probe colectate din conurile și noroiul vulcanilor noroioși, 6 carote mecanice, iar restul probelor s-au colectat din noroiul de sondă, din dărîmături în gaura sondei, precum și de pe umerii sapei.

Rezultatele se bazează pe valorificarea biostratigrafică a unui număr de 154 de „forme", aparținînd următoarelor grupe microscopice: foraminifere, radiolari, lamelibranhiate, gasteropode, ostracode, resturi de plante, pești, formațiuni minerale și ca, element nou, statolitele de mysidae, identificate pentru întîia oară în Paratethysul central și oriental.

CERCETAREA SONDEI BERCA

Sonda de referință Berca (nr. 2 341) este amplasată la 2,5 km SSE de comuna Beciu (pl. I), la circa 500 m de zona vulcanilor noroioși de la Pîclele Mici. Ea a atins adîncimea de 3 332 m.

I. REZULTATE MICROPALEONTOLOGICE ȘI STRATIGRAFICE

Aplicînd principiul faciesului holobiocenotic și metoda tabelelor de distribuție [2], s-au identificat 2 asociații formaționale, 11 asociații intraformaționale și 2 asociații superformaționale (pl. II). Primele definesc etaje, secundele subetaje sau orizonturi stratigrafice, iar terțele unități stratigrafice mai mari decît etajele.

Lucrările de prospectare-explorare prin sonde, efectuate anterior cercetărilor de față [3], au pus în evidență următoarele formațiuni: ponțianul meoțianul și sarmațianul superior. Pe baza asociațiilor menționate s-au identificat, de sus în jos, stratigrafic, în sensul avansării sapei, următoarele formațiuni geologice (pl. II și III):

1. **Ponțianul (zona micropaleontologică P).** Este caracterizat de prezența tecamoebianului *Silicoplacentina*, a cardiidelor, de dominarea ostracodelor și de lipsa foraminiferelor.

---

[1] Executată în 1966—1967 de Întreprinderea geologică de explorări (IGEX).

[2] Gh. Voicu, *Importanța geologo-economică a valorificării micropaleontologice a probelor de sită*, Sesiunea de comunicări geologice și tehnice din 7—9.III.1968 a IGEX.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, NR. 1, P. 143—150, BUCUREȘTI, 1975

Pe baza repartiției diferențiate a speciilor pe verticală, în ponțian s-au separat două subzone : P_1 (inferioară) și P_2 (superioară). Subzona P_2 (superioară) se caracterizează numai prin prezența cardiidelor, iar subzona P_1 (inferioară) prezintă o asociație constituită din *Silicoplacentina* Kövary, cardiide, congerii, hidrobii, valvate, ostracode (*Cyprideis micropunctata* Trb. etc.).

2. **Meoțianul (zona M).** Se caracterizează printr-o asociație alcătuită din ostracode, hidrobii, characee și o sărăcie calitativ-cantitativă a foraminiferelor. În meoțian s-au putut separa următoarele 3 subzone (M_1 inferioară, M_2 medie și M_3 superioară) :

— subzona M_3 prezintă o asociație alcătuită din *Quinqueloculina seminulum* Linné, *Hydrobia vitrella* Steff., *H. kelterborni* Wenz etc., *Theodoxus* sp., fructificații de *Chara* etc. ;

— subzona M_2 este alcătuită din asociația *Hypocrepinella* sp., ostracode și dinți de pești ;

— subzona M_1 prezintă o asociație alcătuită din *Miliolinella* sp., *Nonion granosum* d'Orb., ostracode și *Chara* sp.

3. **Sarmațianul (zona S).** Asociația acestuia este constituită din foraminifere, lamelibranhiate, gasteropode, statolite de miside, ostracode, resturi de pești și fructificații vegetale. În sarmațian s-au separat următoarele 4 subzone (S_1, S_2, S_3 și S_4) :

— subzona S_4, atribuită sarmațianului superior (chersonianului), prezintă o asociație alcătuită din *Elphidium crispum* (Linné), *Nonion granosum* d'Orb., *Ammonia beccarii* (Linné), *Quinqueloculina seminulum* Linné, *Q. consobrina* d'Orb. etc. ;

— subzona S_3, atribuită de asemenea sarmațianului superior, este lipsită de o asociație proprie ; ea este conturată de grupul „formelor" comune și de lipsa asociațiilor caracteristice subzonelor subiacentă și supraiacentă ;

— subzona S_2, atribuită sarmațianului mediu (basarabianului) [4], prezintă asociația *Semseya lamellata* Franz, *Discorbis saulcii* (Brady), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *E. advenum* Cush., *Nonion germanicum* (Ehrenb.), *Teinostoma woodi* Hoern. și abundente statolite de miside ;

— subzona S_1, atribuită sarmațianului inferior (volhinianului) se caracterizează prin prezența următoarei asociații : *Articulina mayori* Cush., *Elphidium aculeatum* (d'Orb.), *E. reginum* (d'Orb.), *Spaniodontella intermedia* Andrusow, otolite de pești, *Conscinodiscus* etc. Se întîlnesc și aici, dar în frecvență mai redusă, statolite de miside.

4. **Tortonianul (badenianul) superior (zona T).** Acest subetaj este reprezentat prin orizontul breciei și orizontul șisturilor cu radiolari, ambele complet tectonizate, motiv pentru care o separare propriu-zisă a lor nu s-a făcut [5]. Din microfauna întîlnită menționăm : *Spirialis hospes* (Rolle), *Sp. andrusowi* Kittl, *Spongodiscus mediteraneus* Hkl., *Orbulina suturalis* Bronn., *Globigerinoides conglobatus* Brady, *Globigerina bulloides* d'Orb.,

[3] G. Paliuc (1939), *Geological Report on the Berca — Arbănași Region*, arhiva M.M.P.G.

[4] Basarabian (I. Simionescu, 1903) și nu besarabian.

[5] O tentativă de separare este figurată în planșa II și în tabela microbiostratigrafică a sondei, care din motive tehnice nu s-a tipărit.

G. trioloba Reuss, *Elphidium semistriatum* d'Orb., *Cystammina pauciloculata* (Brady), *Haplophragmoides* sp. etc.

S-a menţionat la început că în afara asociaţiilor formaţionale şi intraformaţionale s-au identificat şi două asociaţii superformaţionale. Acestea sînt asociaţia MP corespunzătoare meoţianului şi ponţianului şi asociaţia SM corespunzătoare sarmaţianului şi meoţianului. Asociaţia MP este constituită din congerii, valvate şi ostracode, iar asociaţia SM din *Nonion granosum* d'Orb., *Ammonia beccarii* (Linné), ostracode şi concreţiuni minerale (ooide calcaroase şi ooide feruginoase).

Referindu-ne la limitele micropaleontologice, fie interformaţionale, fie intraformaţionale, acestea sînt marcate de dispariţii şi apariţii de asociaţii (pl. II).

În ceea ce priveşte relaţiile stratigrafice dintre formaţiuni, se observă continuitate de sedimentare atît între sarmaţian şi meoţian, cît şi între meoţian şi ponţian. Pentru prima continuitate pledează asociaţia superformaţională SM, comună etajelor sarmaţian—meoţian, iar pentru a doua asociaţia superformaţională MP, comună etajului meoţian—ponţian.

Despre relaţiile stratigrafice dintre tortonian (badenian) şi formaţiunile adiacente nu se poate vorbi, întrucît poziţia tortonianului superior este tectonică. Acesta se dispune peste sarmaţianul inferior şi suportă sarmaţianul mediu (p. III).

Dintre „formele" menţionate, o deosebită importanţă stratigrafică au *statolitele de miside* şi tecamoebianul *Silicoplacentina*. Primele reprezintă pentru volhinianul superior — basarabianul inferior din întreg Paratethysul central şi oriental un reper stratigrafic şi paleogeografic de prim ordin, iar *Silicoplacentina*, în asociaţie cu *Paradacna abichi* şi *Valenciennius*, caracterizează ponţianul. Aceste două specii, după părerea noastră, au un rol cheie în descifrarea raporturilor stratigrafice dintre miocen şi pliocen în Depresiunea Pannonică. Contrar ideilor curente oficiale, ale geologilor români şi unguri, de continuitate de sedimentare, afirmăm că în Depresiunea Pannonică de pe teritoriul României (excepţie făcînd Bazinul Silvaniei; C h i v u şi colab., 1966) şi de pe teritoriul Ungariei învecinat cu România, există o discontinuitate de sedimentare între basarabian şi pannonian, respectiv între basarabianul inferior cu statolite de miside şi pannonianul cu *Silicoplacentina*, *Paradacna abichi* şi *Valenciennius*. Ne bazăm această afirmaţie pe observaţiile efectuate asupra continuităţii de sedimentare dintre miocen şi pliocen de la estul Carpaţilor, din zona de curbură a acestora, inclusiv regiunea Berca, unde, între basarabianul inferior cu statolite de miside şi ponţianul de asemenea cu *Silicoplacentina*, *Paradacna abichi* şi *Valenciennius*, se află în raporturi normale de succesiune stratigrafică: basarabianul superior, chersonianul şi meoţianul.

Argumentul nostru paleontologic asupra discontinuităţii menţionate confirmă vechea concepţie a prof. M. P a u c ă (1936) de discontinuitate între miocenul şi pliocenul Depresiunii Pannonice de pe teritoriul României. De asemenea confirmă concepţia recentă a dr. R u d o l f J i ř i č e k (1972) asupra caracterului transgresiv şi discordant al pannonianului faţă de sarmaţian în Depresiunea Pannonică de pe teritoriul Cehoslovaciei.

II. CONSIDERAȚII TECTONICE

Planșa a III-a reprezintă un profil geologic-micropaleontologic prin sondă. Se remarcă alura diapiră a breciei care, la nivelul sondei, s-a insinuat între sarmațianul mediu și sarmațianul inferior. În ascensiunea sa, brecia a rupt și antrenat blocuri de sarmațian inferior semnalate micropaleontologic pe intervalul breciei (pl. III).

Geologia acestui profil a fost construită în cadrul serviciului de Hidrocarburi I.G.E.X. La nivelul sondei construcția s-a făcut pe baza tabelei microbiostratigrafice, în care accidentele tectonice și cele două falii care încadrează pana diapiră sînt evidențiate prin diferențierea bruscă dintre asociațiile micropaleontologice adiacente. La nivelul faliei superioare (pl. III) se trece brusc din asociația sarmațianului mediu în asociația breciei tortoniene (pl. II), iar din aceasta, la nivelul faliei inferioare (pl. III) se intră de asemenea tranșant în asociația sarmațianului inferior (pl. II).

OBSERVAȚII ȘI CONSIDERAȚII ASUPRA VULCANILOR NOROIOȘI

Acestea se bazează pe analiza micropaleontologică a 70 de probe luate din noroiul și conurile vulcanilor noroioși din zonele Berca, Pîclele Mari și Pîclele Mici (pl. I), precum și din analiza unui număr de 90 probe colectate din sondă de pe intervalul breciei tortoniene (pl. III), și anume: 62 de probe de sită, 19 probe de dărîmături în gaura sondei și 9 probe de noroi.

Din datele obținute prin analiza probelor de vulcani noroioși, importante și semnificative sînt următoarele două observații cu rezultate net distincte:

—Microfauna întîlnită în 66 de probe din cele 70 colectate constituie un amestec ce aparține următoarelor formațiuni: oligocenului cu probabilitate, tortonianului superior reprezentat de orizontul breciei tortoniene și orizontul șisturilor cu radiolari, sarmațianului, meoțianului și ponțianului.

—Excepție de la caracterul de amestec al microconținutului organic menționat îl formează restul de patru probe, colectate din nord-estul Pîclelor Mici (pl. I), dintr-un material pelitic, marnos, verzui. Prezența acestui material s-a observat după o ploaie, care a potențat culoarea verzuie și contrastul cu suprafața întinsă, brun-gălbuie a celorlalte depuneri vulcanice. Materialul pelitic, omogen ca litologie și culoare, se află pe o suprafață de circa 20 m², cu o grosime de circa 0,40 m, fiind dispus peste depuneri vulcanice de culoare brun-gălbuie, vizibile pe o grosime de circa 1 m. Examenul micropaleontologic al materialului pelitic a pus în evidență o microfaună de aglutinante exclusiv eocenă, cunoscută[6] din faciesul de Colți, separat ca atare de N. Grigoraș (1955), depunerile brune-gălbui din culcuș prezentînd amestecul de microfaună menționat în prima observație.

Microfauna eocenă de aglutinante prezintă următoarea componență: *Ammodiscus incertus* d'Orb., *Ammolagena clavata* (Jones et Park.),

[6] Gh. Voicu (1944), *Notă asupra analizelor micropaleontologice ale probelor eocen-oligocene din regiunea fliș Buzău (p. Vinețișu, v. Buzăului)*, arh. M.M.P.G.

Cyclammina orbicularis Brady, *Cyclammina amplectens* Grzyb., *Gaudryna* sp., *Glomospira charoides* (Park. et Jones), *Haplophragmoides subglobosus* (G. O. Sars), *Hormosina globulifera* Brady, *Hyperammina elongata* Brady, *Lituotuba lituiformis* (Brady), *Nodellum membranaceum* (Brady), *Psammosphaera fusca* Schulze, *Reophax elongata* Grzyb., *Reophax difflugiformis* (Brady, *Saccammina sphaerica* M. Sars, *Trochamminoides proteus* Karrer, *Verneuillina* sp.

Dacă proveniența microfaunei de amestec, ușor de explicat, nu pune probleme deosebite, explicarea provenienței materialului care a furnizat microfauna exclusiv eocenă de tip Colți pare dificilă în lumina concepțiilor geologice de astăzi asupra regiunii, concepții care nu admit paleogen în subasmentul structurii Berca. Pentru explicarea provenienței acestui material se pot emite următoarele 2 ipoteze : ipoteza provenienței materialului de eocen din brecia formațiunii cu sare de vîrstă tortoniană, în care s-ar afla ca element component, și ipoteza provenienței materialului de eocen dintr-un fundament de eocen, necunoscut pînă aci. În ambele ipoteze materialul putea fi adus la suprafață fie „vulcanic", ca noroi sau ca blocuri în timpul erupțiilor mai vehemente ale vulcanilor noroioși, fie scos tectonic pe linii de fracturi.

Făcînd o analiză complexă acestor ipoteze s-au putut face următoarele observații :

— Materialul cu microfaună exclusiv eocenă este de origine vulcanică de noroi. Caracterele sale litologice, inclusiv textura microvacuolară exclud originea lui de bloc eocen din fundament sau de bloc eocen din brecia tortoniană.

— Brecia tortoniană traversată de sondă pe o adîncime de 330 m conține microfaună oligocenă și tortonian superioară. Litologic și micropaleontologic ea este lipsită de elemente eocene, asemenea breciei Bădila — Pietraru (Fl. Olteanu, 1943) de care este legată paleogeografic și față de care se află la numai 10 km distanță. Menționăm că zona breciei de Cosmina, care conține din abundență elemente litologice și micropaleontologice eocene, se situează mult mai intern și la o distanță de 60 km de sondă.

— Reamintim că materialul „vulcanogen" (noroiul și depozitele consolidate ale vulcanilor noroioși) este lipsit de elemente litologice și micropaleontologice eocene.

— O corelare litologică și micropaleontologică între brecia tortoniană din sondă și materialul de eocen „vulcanogen", cu microfaună eocenă de la suprafață, nu se poate face.

Revenind la ipotezele provenienței materialului „vulcanogen" de eocen de la suprafață, pe baza observațiilor expuse, se poate conchide că acesta nu poate proveni din brecia tortoniană cu sare. Omogenitatea litologică, omogenitatea de culoare și îndeosebi omogenitatea micropaleontologică (constînd dintr-o asociație de aglutinante exclusiv eocenă) a materialului de eocen ne conduc la interpretarea prezenței probabile a unui eocen în facies de Colți, în subasmentul structurii Berca — Arbănași. Geografic, eocenul de Colți, din care, după părerea noastră, provine materialul de eocen de la suprafață, se află la circa 20 km vest de structura Berca — Arbănași.

Materialul de eocen din depunerile vulcanilor noroioși pledează de asemenea pentru existența probabilă în subasment a unui zăcămînt de

gaze de vîrstă preneogenă care, generînd vulcani noroioşi, a proiectat la suprafaţă materialul eocenic de la Pîclele Mici, din apropierea sondei 2 341 IGEX.

ORIGINEA VULCANILOR NOROIOŞI DE LA BERCA -- ARBĂNAŞI ŞI PROVENIENŢA GAZELOR CARE I-AU GENERAT

Observaţiile micropaleontologice efectuate asupra probelor de vulcani noroioşi furnizează date asupra originii lor şi asupra provenienţei gazelor care i-au generat.

Referitor la geneza vulcanilor noroioşi de la Berca — Arbănaşi, din datele de literatură reţinem, în parte, ipotezele autorilor : Gr. Ştefănescu (1902), R. Ciocîrdel (1949) şi M. Peahă (1965).

Gr. Ştefănescu, cercetînd vulcanii noroioşi de la Berca — Arbănaşi, consideră că aceştia s-ar datora gazelor generate de substanţele organice în descompunere şi apelor subterane pe care le-ar antrena, înmuind, dezagregînd şi ridicînd în drumul lor ascensional, material din formaţiunile geologice străbătute.

R. Ciocîrdel consideră că formaţiunea generatoare de gaze care alimentează vulcanii noroioşi de la Berca — Arbănaşi ar fi meoţianul, iar prezenţa materialului vechi de sarmat în depunerile vulcanilor noroioşi o explică prin poziţia tectonică subiacentă a meoţianului (generator de gaze) faţă de sarmaţian.

M. Peahă, referindu-se la activitatea vulcanilor noroioşi, pune fluctuaţiile de intensitate „în afara variaţiei presiunii atmosferice şi a gazelor acumulate şi pe seama forţelor de atracţie lună — soare" (p. 193), care „determină fenomene de maree asupra scoarţei terestre" (p. 205). Apreciază că „vetrele vulcanilor noroioşi din ţara noastră se găsesc la adîncimi de ordinul sutelor de metri" (p. 195).

În ce ne priveşte, întemeiaţi pe observaţiile arătate, putem face următoarele consideraţii asupra originii vulcanilor noroioşi şi asupra provenienţei gazelor care i-au generat. Vulcanii noroioşi s-au format în trecut şi se formează şi astăzi, datorită gazelor degajate de roci-magazin, de diverse vîrste şi, evident, situate la adîncimi diferite. Gazele, antrenînd ape subterane dulci sau sărate, au înmuiat, dezagregat şi proiectat la suprafaţă, pe liniile de slabă rezistenţă, mai ales pe falii, material din formaţiunile magazin de gaze şi din pereţii formaţiunilor străbătute.

Din analizele micropaleontologice făcute rezultă că formaţiunile geologice tributare activităţii vulcanilor noroioşi sînt : eocenul, probabil oligocenul, orizontul breciei tortoniene, sarmaţianul inferior, mediu şi superior, meoţianul şi ponţianul.

În ceea ce priveşte provenienţa gazelor, manifestările sondei au indicat ca formaţiuni gazeifere sarmaţianul inferior, orizontul breciei tortoniene şi meoţianul, iar cercetarea micropaleontologică a vulcanilor noroioşi, respectiv identificarea depunerilor „vulcanogene" eocene şi probabil oligocene, indică în plus existenţa foarte probabilă a unei surse gazeifere de vîrstă preneogenă, probabil oligocenă.

Deci, gazele care au generat vulcanii noroioși din zona Berca—Arbănași provin din : preneogen, din orizontul breciei tortoniene, din sarmațianul inferior și din meoțian.

Existența foarte probabilă, în subasmentul structurii Berca — Arbănași, a unei surse gazeifere preneogene sugerează ipoteza proveniență hidrocarburilor sarmațian inferioare, tortoniene și chiar meoțiene din această sursă preneogenă.

Referitor la ipotezele elaborate de Gr. Ștefănescu, R. Ciocîrdel și M. Peahă asupra vulcanilor noroioși se pot face următoarele observații. Explicația dată de Gr. Ștefănescu, cu peste 70 de ani în urmă, asupra genezei vulcanilor noroioși rămîne, după părerea noastră, valabilă și astăzi. Prezența materialului de sarmațian superior în depunerile vulcanice, atribuită de R. Ciocîrdel gazelor meoțiene, se datoresc gazelor degajate de roci-magazin preneogene, tortonian superioare și sarmațian inferioare. Afirmația de către M. Peahă a dependenței dintre forțele de atracție lună — soare și variația intensității în activitatea vulcanilor noroioși o considerăm nemotivată. O asemenea dependență ar avea drept consecință desfășurarea periodică a fenomenelor de erupție, precum și sincronismul erupției vulcanilor aflați pe, cel puțin, aceeași arie „vulcaniferă", manifestări care nu se remarcă. În ce privește adîncimea vetrei vulcanilor noroioși, apreciată de M. Peahă la cîteva sute de metri, ea depășește 3 000 m în cazul vulcanilor de la Pîclele Mici. La 3 332 m sonda 2 341 Berca n-a ieșit din sarmațianul inferior, potențat gazeifer (pl. III).

CONCLUZII GEOLOGO-ECONOMICE

Rezultatele științifice și perspectivele economice obținute prin analiza micropaleontologică a vulcanilor noroioși au condus la elaborarea următoarelor două propuneri :

— cercetarea detaliată pe toată grosimea a depunerilor consolidate a vulcanilor noroioși, prin sonde de mică adîncime (50—100 m), aceștia putînd constitui o prețioasă sursă de informare geologică asupra subasmentului structurii Berca — Arbănași ;

— prospectarea prin sonde adînci a formațiunilor geologice preneogene, în scopul verificării ipotezei existenței unui zăcămînt de hidrocarburi, preneogen în subasmentul structurii Berca — Arbănași.

RECHERCHES MICROPALÉONTOLOGIQUE CONCERNANT LE MIO-PLIOCÈNE DE LA RÉGION DE BERCA (BUZĂU)

RÉSUMÉ

Par rapport aux connaissances antérieures sur la structure de Berca-Arbănași ont été identifiées les formations suivantes :

— par l'analyse micropaléontologique des échantillons au tamis, fournis par le sondage : le Tortonien supérieur sous faciès brécheux et

de schistes à radiolaires, le Sarmatien inférieur et le Sarmatien moyen. Le Sarmatien supérieur et le Pliocène étaient déjà connus ;

— par l'analyse micropaléontologique des émissions des volcans de boue de cette formation on a identifié en plus l'Eocène et probablement l'Oligocène.

Au point de vue tectonique a été dépistée une structure anticlinale avec un flanc normal et un flanc déversé, et le caractère diapir de l'horizon brécheux (du Tortonien).

On a mis en discussion l'existence, par ailleurs bien possible, d'un gisement d'hydrocarbures d'âge pré-néogène, probablement oligocène, dans le soubassement de la structure de Berca-Arbănaşi.

On a fait de nouvelles considérations sur la genèse des volcans de boue et on a établi les formations géologiques gazéifères (Pré-néogène, Tortonien supérieur, Sarmatien inférieur, Méotien), autant que les formations géologiques tributaires (Eocène, probablement Oligocène Horizon brécheux tortonien, Sarmatien inférieur, moyen et supérieur, Méotien et Pontien).

On considère que les statolithes des *Mysidae* (caractéristiques pour le Bassarabien inférieur) ainsi que la *Silicoplacentina* (caractéristique pour le Pontien) jouent un rôle important dans le déchiffrement des rapports stratigraphiques, tellement discutés, entre le Miocène et la Pliocène dans la dépression pannonique, dans la Roumanie et la Hongrie, notamment dans la détermination, en général, de la discontinuité entre le Miocène et le Pannonien. Ces « formes » peuvent être utilisées aussi à la corrélation stratigraphique du Miocène supérieur au Pliocène inférieur, dans la Dépression pannonique et la Dépression extra-carpathique.

BIBLIOGRAFIE

Chivu M. şi colab. (1966), *Contribuţii la stratigrafia Neogenului din Bazinul Silvaniei*, D.S. Inst. geol., **LII**.

Ciocîrdel R. (1949), *Regiunea petroliferă Berca — Beciu — Arbănaşi*, Inst. geol., St. tehn. econom. Seria A, Geologie economică, 4.

Grigoraş N. (1955), *Studiu comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna şi Buzău*, An. Com. Geol., **XXVIII**.

Jiříček R. (1972), *Sur la limite Sarmatien-Pannonien dans le Bassin de Vienne, du Danube et dans celui de la Slovaquie de l'Est*, Mineralia Slovaca, **IV**, *14*.

Olteanu Fl. (1943), *Observaţiuni asupra „brecciei sării" cu masive de sare din regiunea mio-pliocenă dintre rîul Teleajen şi pîriul Bălăneasa (cu privire specială pentru regiunea Pietraru — Buzău)*, D.S. Inst. geol. Rom., **XXXII**.

Paucă M. (1936), *Le bassin néogène de Beiuş*, An. Inst. geol. Rom., **XVII**.

Peahă M. (1965), *Vulcanii noroioşi din România*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geografie, **12**, *2*.

Popescu Gr. (1943), *Observaţiuni asupra „brecciei sării" şi a unor masive de sare din zona paleogen-miocenă a judeţului Prahova*, D.S. Inst. geol. Rom., **XXXII**.

Simionescu I. (1903), *Contribuţiuni la geologia Moldovei dintre Siret şi Prut*, Acad. Rom., Publicaţiile Fondului „V. Adamachi", **II**.

Ştefănescu Gr. (1902), *Curs elementar de geologie*, Bucureşti.

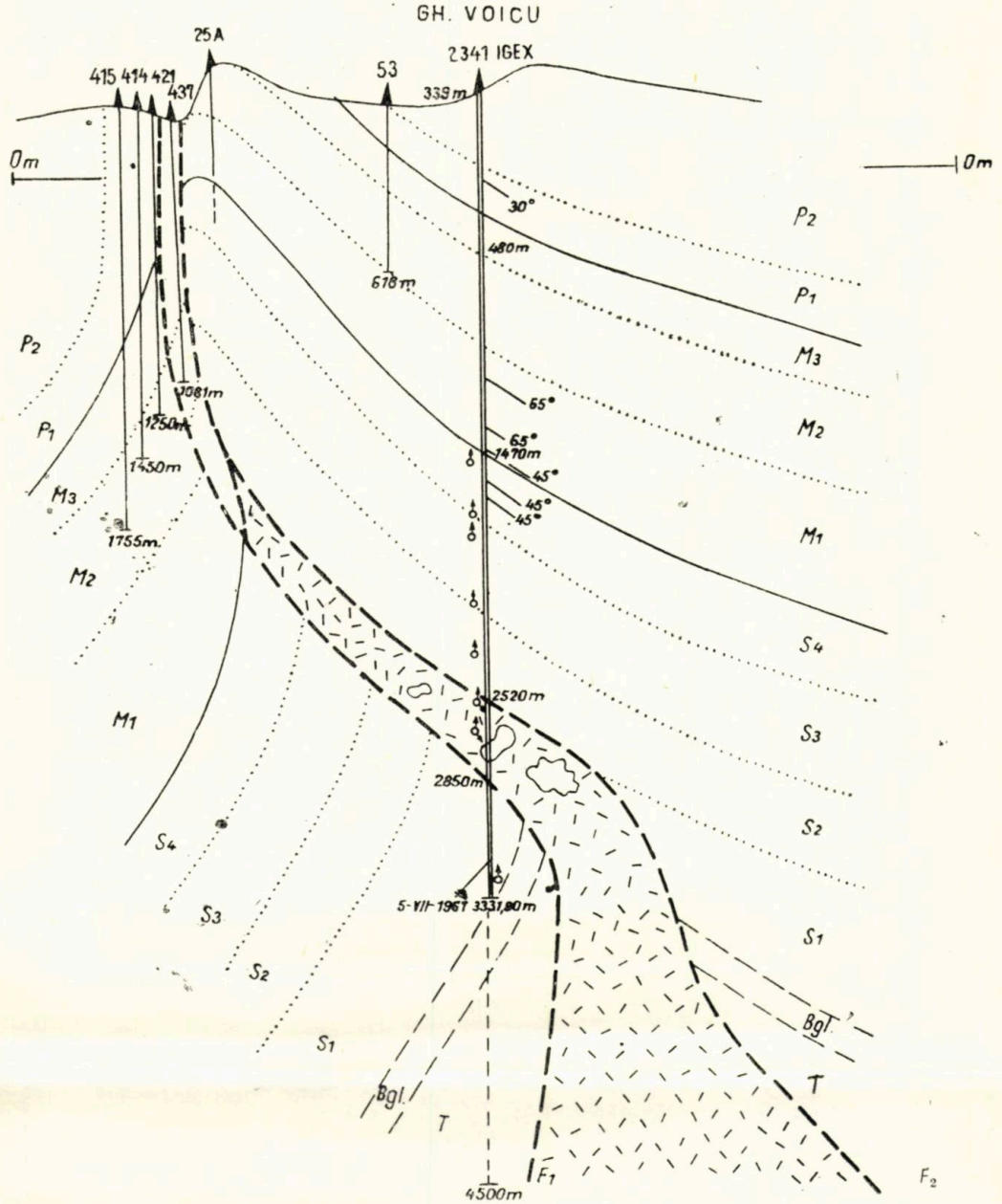
Voicu Gh. (1973), *Importanţa identificării Mysidelor fosile în depozitele Miocenului superior din Paratethysul Central şi Oriental*, Bul. geol. no. 1/1973, Oficiul de documentare şi publicaţii tehnice, Ministerul Minelor, Petrolului şi Geologiei.

Primit în redacţie
la 10 octombrie 1974

PROFIL GEOLOGIC - MICROPALEONTOLOGIC
PRIN SONDA BERCA Nr. 2341 IGEX

0 300 600 900 m

GH. VOICU



LEGENDA

ZONA P. (Pontianul)
- Subzona P_2
- Subzona P_1

ZONA M. (Meotianul)
- Subzona M_3
- Subzona M_2
- Subzona M_1

ZONA S. (Sarmațianul)
- Subzona S_4 (Chersonianul)
- Subzona S_3 (Chersonianul)
- Subzona S_2 (Basarabianul)
- Subzona S_1 (Volhinianul)

ZONA Bgl. (Buglovianul)

ZONA T. (Tortonianul)
- Oriz. marnelor cu Spirialis
- Brecia cu sare + șisturile cu radiolari

Blocuri de sarmat. inferior prinse în brecia tortoniană

Gazeificare + pierderi de noroi

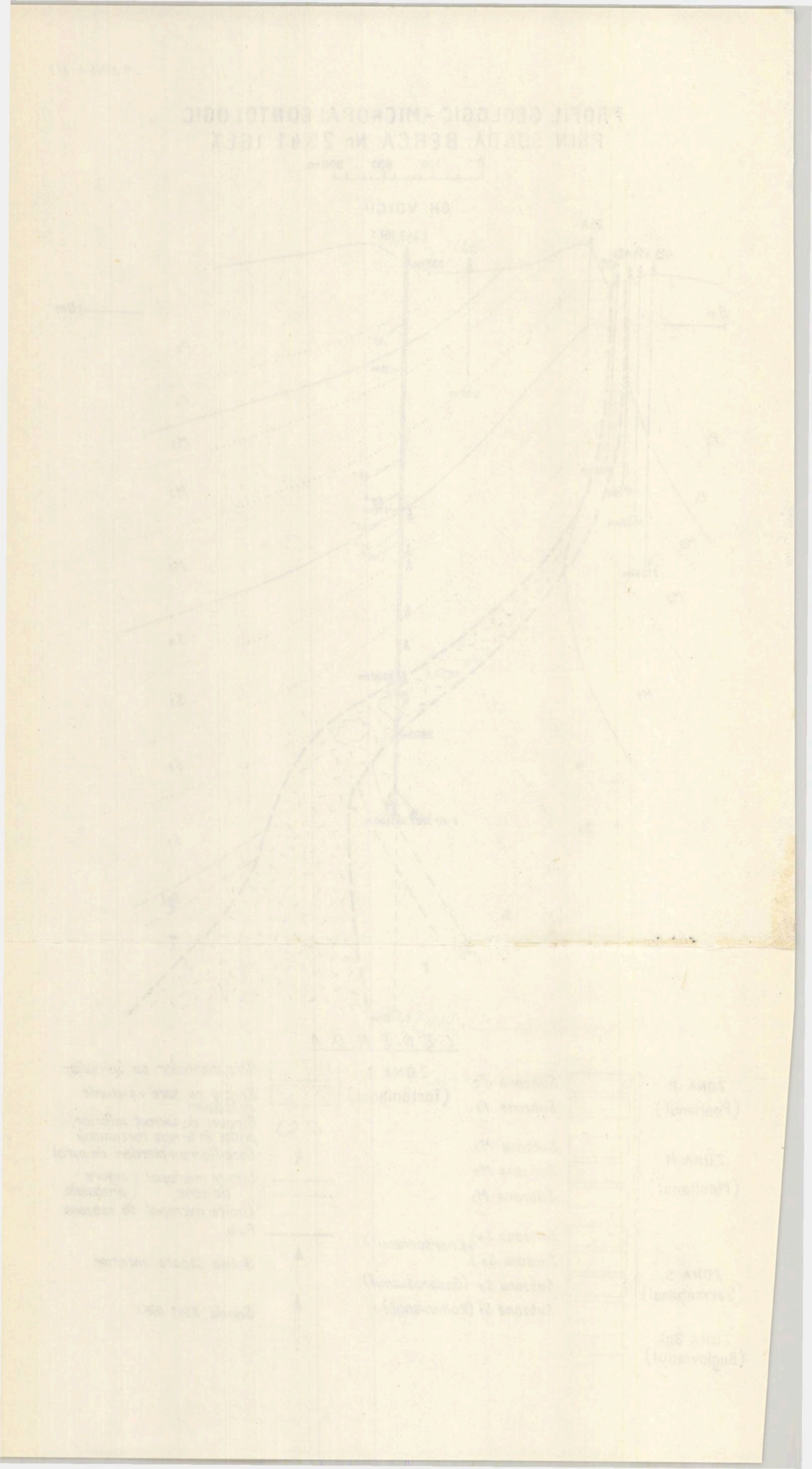
Limite micropal. de zone { sigure / probabile

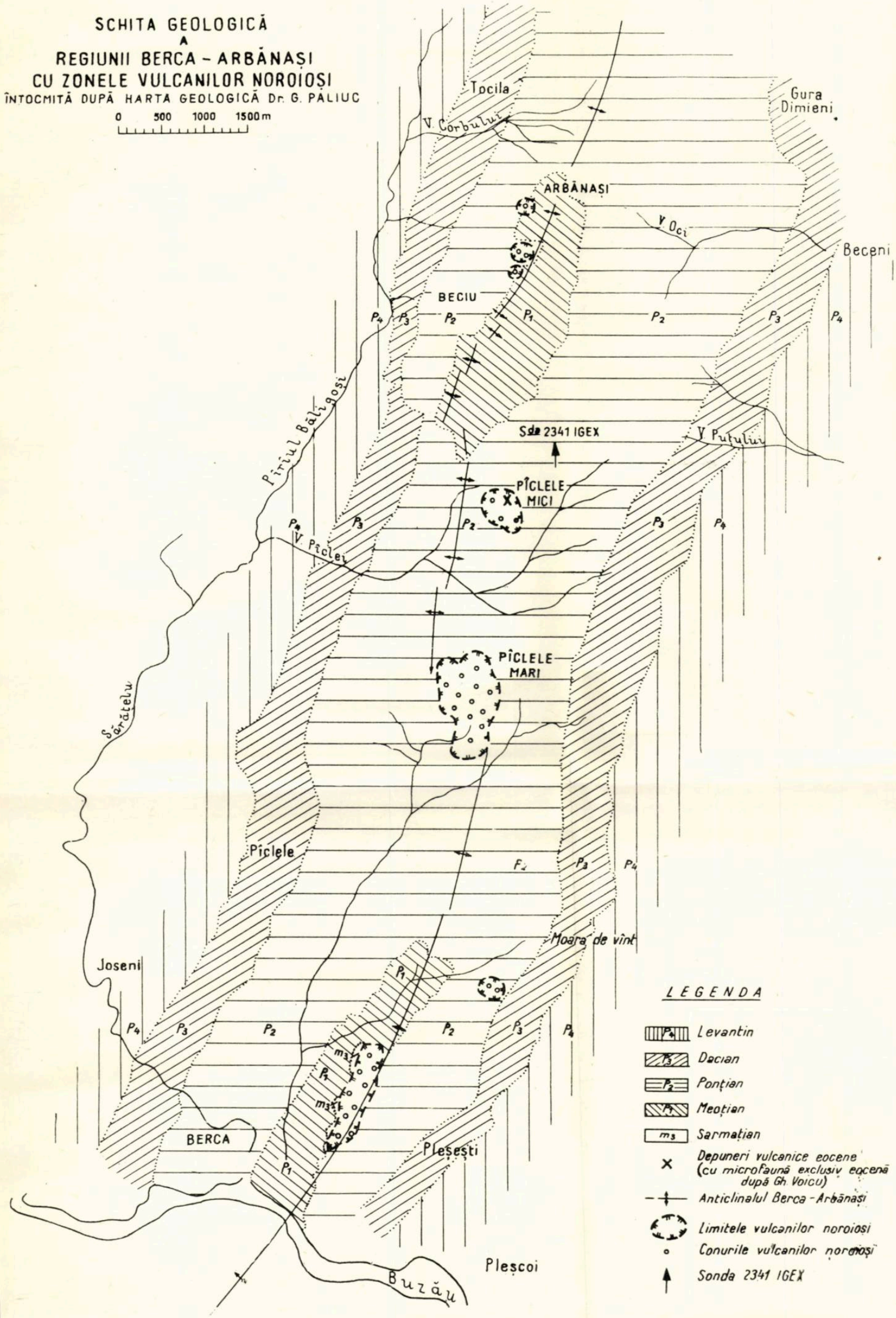
Limite micropal. de subzone

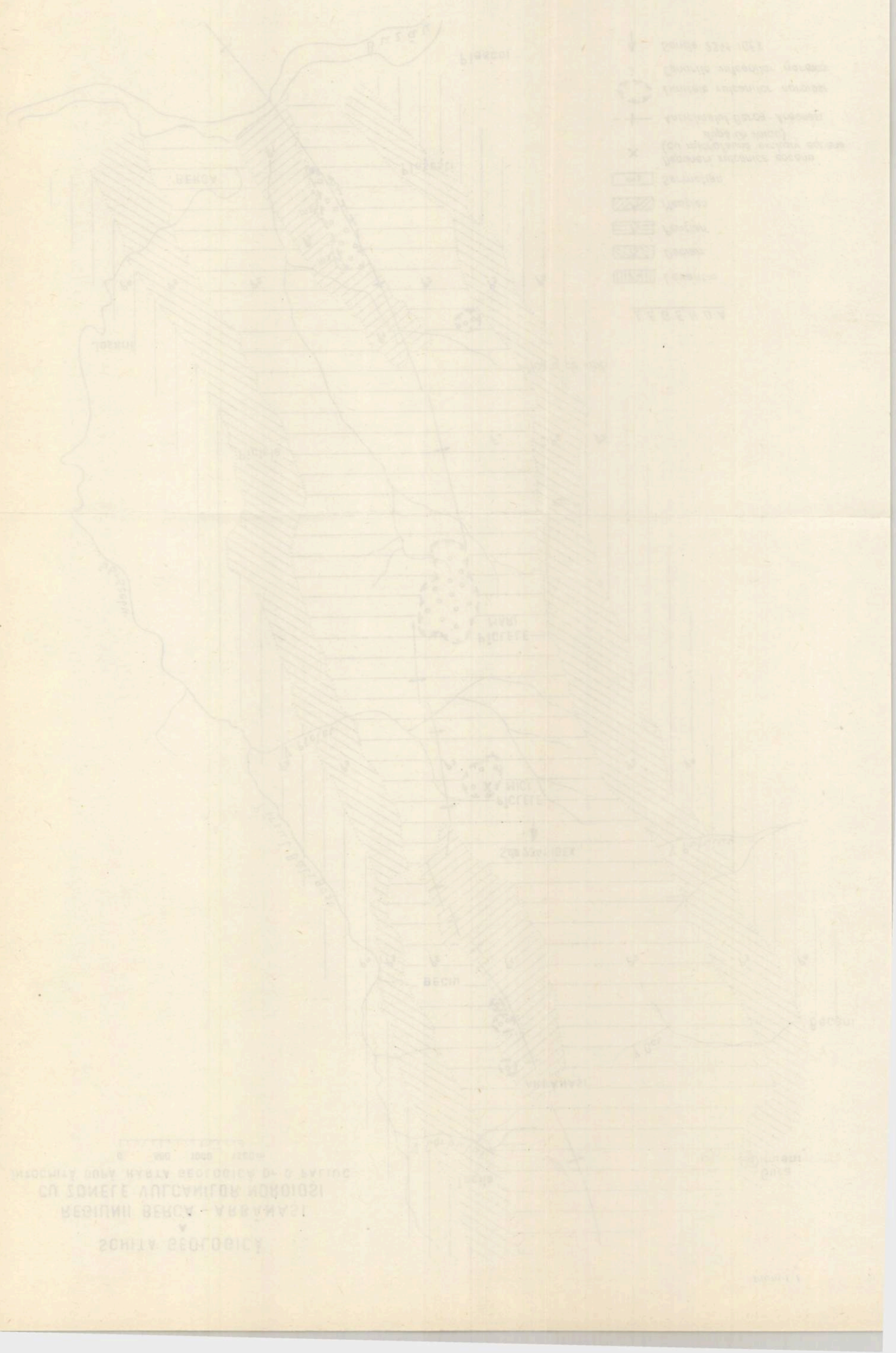
Falii

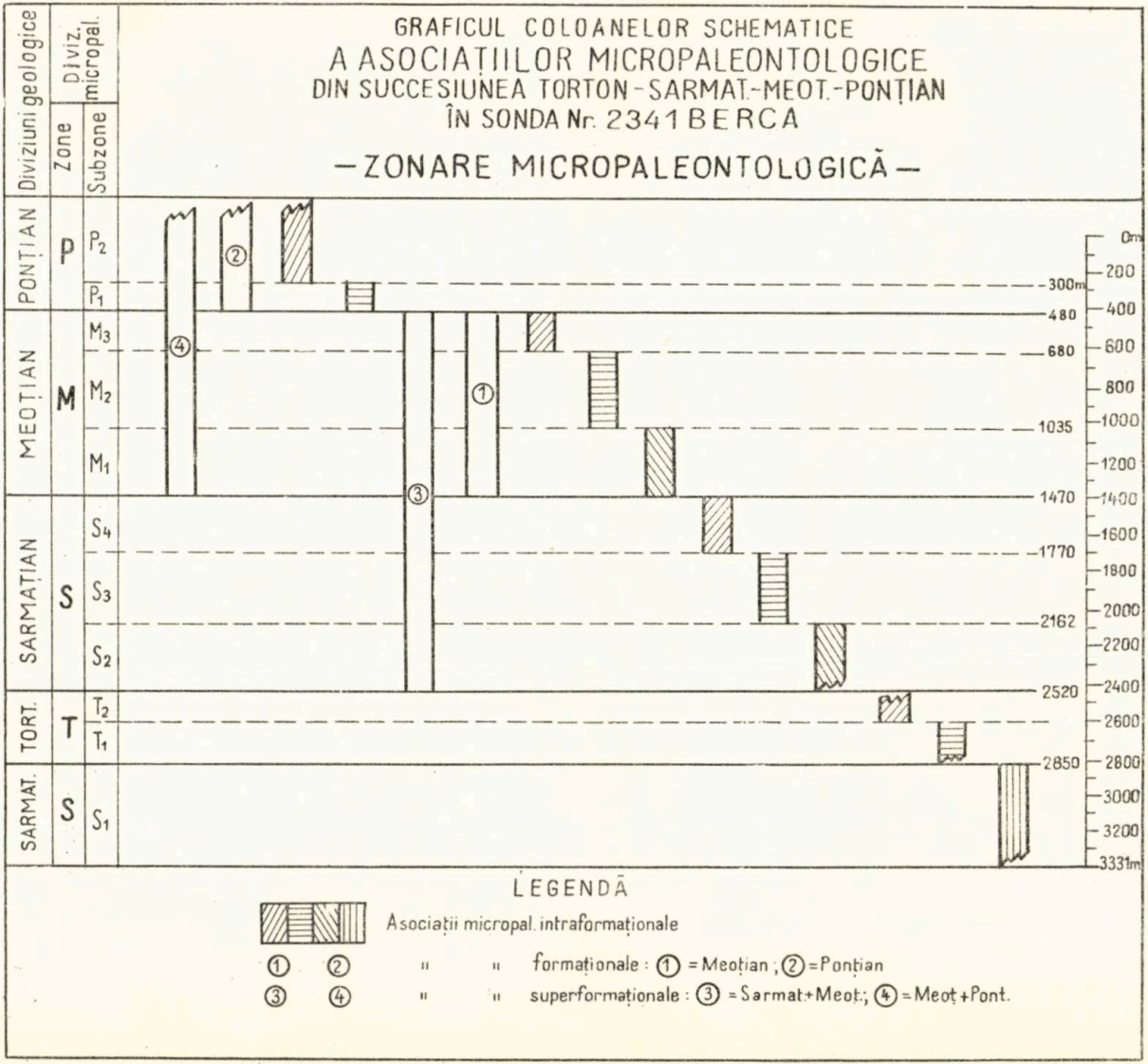
Sonde săpate anterior

Sonda 2341 IGEX




SCHITA GEOLOGICĂ
A
REGIUNII BERCA - ARBĂNAŞI
CU ZONELE VULCANILOR NOROIOŞI
ÎNTOCMITĂ DUPĂ HARTA GEOLOGICĂ Dr. G. PALIUC
0 500 1000 1500 m
Tocila
Gura Dimieni
V. Corbului
ARBĂNAŞI
V. Oci
Beceni
BECIU
Pîrîul Băligoşi
Sda 2341 IGEX
V. Puţului
PÎCLELE MICI
V. Pîclei
PÎCLELE MARI
Sărăţelu
Pîclele
Moara de vînt
Joseni
BERCA
Pleşeşti
Pleşcoi
Buzău
LEGENDA
Levantin
Dacian
Ponţian
Meoţian
Sarmaţian
Depuneri vulcanice eocene (cu microfaună exclusiv eocenă după Gh. Voicu)
Anticlinalul Berca - Arbănaşi
Limitele vulcanilor noroioşi
Conurile vulcanilor noroioşi
Sonda 2341 IGEX




GRAFICUL COLOANELOR SCHEMATICE
A ASOCIAȚIILOR MICROPALEONTOLOGICE
DIN SUCCESIUNEA TORTON-SARMAT.-MEOT.-PONȚIAN
ÎN SONDA Nr. 2341 BERCA
— ZONARE MICROPALEONTOLOGICĂ —
Diviziuni geologice
Diviz. microp.
Zone
Subzone
PONȚIAN
MEOȚIAN
SARMAȚIAN
TORT.
SARMAT.
P
M
S
T
S
P2
P1
M3
M2
M1
S4
S3
S2
T2
T1
S1
0m
200
300m
400
480
600
680
800
1000
1035
1200
1400
1470
1600
1770
1800
2000
2162
2200
2400
2520
2600
2800
2850
3000
3200
3331m
LEGENDĂ
Asociații micropal. intraformaționale
formaționale : ① = Meoțian ; ② = Pontian
superformaționale : ③ = Sarmat+Meot.; ④ = Meot+Pont.

PLANȘA II

CONTRIBUȚII LA STUDIUL DEPOZITELOR NEOCRETACICE DIN REGIUNEA CUGIR — CIOARA — TĂRTĂRIA

DE

A. ZBEREA, VICTORIA LUBENESCU

În regiunea culoarului Mureșului se cunosc depozite neocretacice care conțin o faună abundentă și diversă. Între acestea se află și cele situate la sud de valea Mureșului (zona valea Cugir — Cioara — Tărtăria) al căror studiu biostratigrafic formează obiectul notei de față.

Printre primele informații și lucrări cu caracter geologic apărute încă din secolul al XIX-lea, le remarcăm pe cele ale lui Lill von Lilienbach (1833), A. Boué (1833), Fr. Hauer și G. Stache (1863), K. Herepey (1896), M. Pálfy (1903), Fr. Nopcsa (1905, 1909), A. Koch (1903).

Cercetările ulterioare efectuate de numeroși geologi, ca: G. Macovei și I. Atanasiu (1931), I. Gherman (1938), D. Iacob (1944), Valeria Marincaș[1] (1952), M. Lupu și Denisa Lupu (1956), A. Zberea și colab.[2], V. Dragoș și I. Nedelcu (1962), E. Antonescu și colab. (1963), Elena Popa-Dimian (1963), Al. Lăcătușu 1966[3], Camelia Tomescu și colab. (1969), Valeria Marincaș și D. Țințu (1970, 1972), aduc noi contribuții la studiul stratigrafic și tectonic al depozitelor neocretacice și neogene din culoarul Mureșului sau din bazinele de sedimentare apropiate.

Cunoscute și descrise de către Pálfy (1902), depozitele din versantul drept al pîrîului Cugir, punctul „La Sărături", au fost atribuite cretacicului superior pe baza asemănării lor litologice cu cele de la Șipot — Vinț de unde autorul a colectat o faună bogată.

Mai tîrziu, Valeria Marincaș[4] prezintă din același loc o listă cu următoarele forme cretacice: *Cardium duclouxi*, *Leda complanata*, *Natica* sp., *Cerithium* sp., *Pachidiscus neubergicus* (?).

În 1959, C. Gheorghiu și colab. atribuie vîrsta tortoniană depozitelor conglomeratice din zona „La Sărături", valea Cioara, gara Tărtăria și valea Stăuinii, considerînd fauna cretacică existentă ca fiind resedimentată. Același punct de vedere este adoptat și pe harta Institutului geologic scara 1 : 200 000 (foaia Orăștie) unde apar formațiuni de vîrstă tortoniană.

Studiul biostratigrafic efectuat de noi asupra acelorași depozite ne-a condus în a le atribui vîrsta cretacic superior — campanian — maestrichtiană așa cum dealtfel a preconizat Pálfy din anul 1902 (fig. 1).

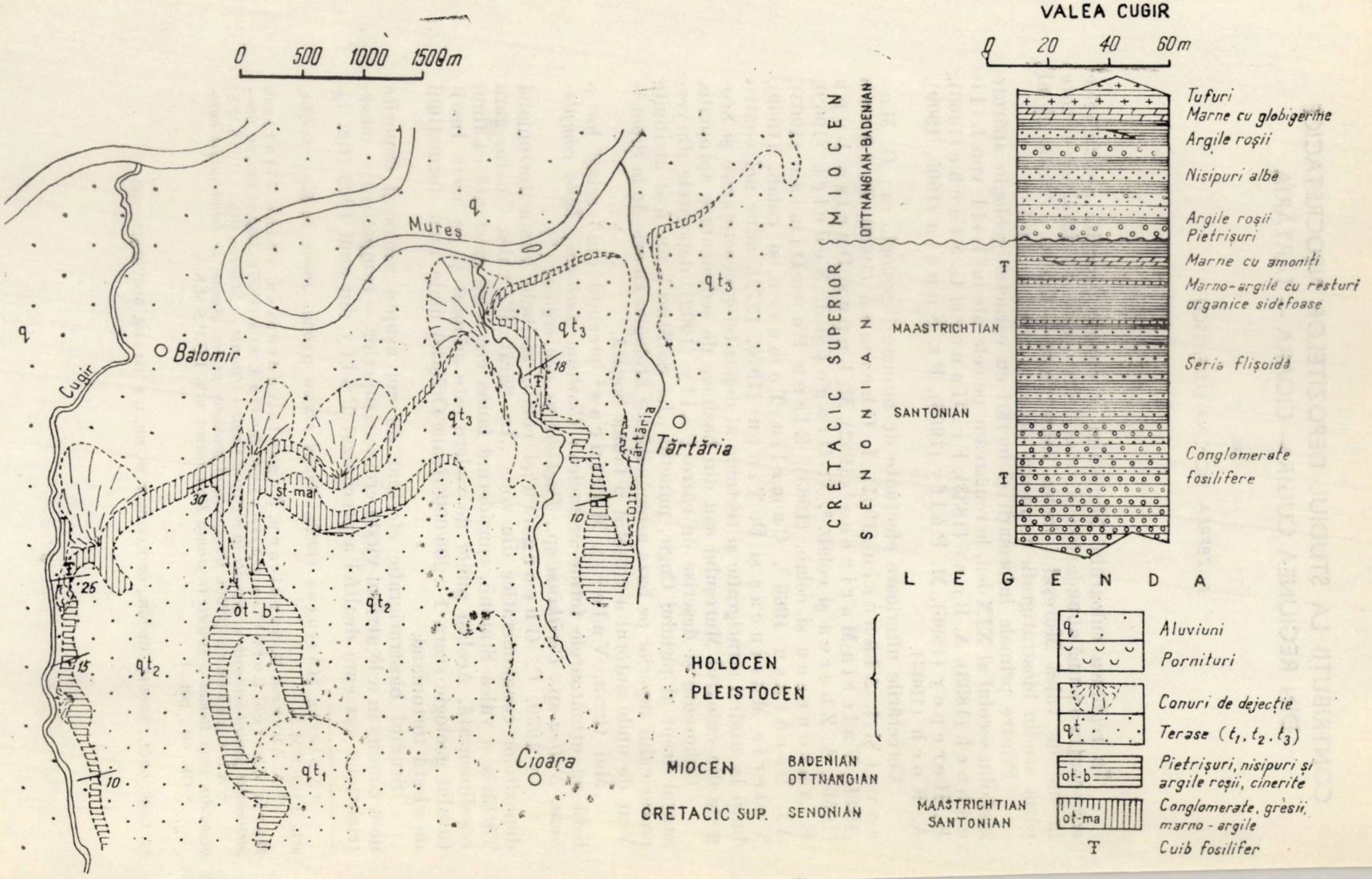
---

[1] Valeria Marincaș (1952), *Raport asupra regiunii Pianu de Sus — Orăștie*, arh. I.G.P.S.M.S.

[2] A. Zberea, D. Socoleanu, Eugenia Andreescu, Adina Visarion, Maria Zberea, Cornelia Călinescu, Sofia Luță (1957), *Raport asupra prospecțiunilor pentru bentonite și gipsuri în regiunea Cugir — Orăștie — Simeria*, arh. I.G.P.S.M.S.

[3] Al. Lăcătușu (1966), *Prospecțiuni geologice pentru gipsuri în formațiunile tortoniene din zona Romos — Orăștie (regiunea Hunedoara)*, arh. I.G.P.S.M.S.

[4] Op. cit., pct. 1


0 500 1000 1500m
Mureș
Balomir
Cugir
Tărtăria
Cioara
qt3
qt2
qt1
ot-b
st-mar
COLOANĂ STRATIGRAFICĂ
VALEA CUGIR
0 20 40 60m
CRETACIC SUPERIOR
SENONIAN
MIOCEN
OTTNANGIAN-BADENIAN
MAASTRICHTIAN
SANTONIAN
Tufuri
Marne cu globigerine
Argile roșii
Nisipuri albe
Argile roșii
Pietrișuri
Marne cu amoniți
Marno-argile cu resturi organice sidefoase
Seria flișoidă
Conglomerate fosilifere
L E G E N D A
HOLOCEN
PLEISTOCEN
MIOCEN
BADENIAN
OTTNANGIAN
CRETACIC SUP.
SENONIAN
MAASTRICHTIAN
SANTONIAN
Aluviuni
Pornituri
Conuri de dejecție
Terase (t1, t2, t3)
Pietrișuri, nisipuri și argile roșii, cinerite
Conglomerate, gresii, marno-argile
Cuib fosilifer

În versantul drept al văii Cugir, punctul „La Sărături", apar conglomerate grezoase cu elemente rulate, variabile ca mărime, avînd un diametru cuprins între 0,0341 și 0,4 m, între care remarcăm micașisturi, cuarțite, calcare cristaline, diabaze alterate și gresii dure cenușii și gălbui. Aceste elemente sînt prinse într-o matrice detritică în care la microscop se remarcă lamele de clorit, calcit și, sporadic, disten, turmalină și granați. Matricea conglomeratelor este impregnată local cu hidroxizi de fier (A u r a C e h l a r o v — comunicare verbală).

În masa conglomeratelor se întîlnesc nivele de marne argiloase micacee, cenușii, compactizate, cu grosimi de 0,2—0,5 m, fosilifere, cu numeroase exemplare întregi sau sub formă de fragmente de lamelibranhiate, gasteropode etc. Întregul pachet de strate însumează 30—40 m și conține o faună sedimentată haotic nefiind vizibilă vreo orientare a sa.

Diverșii taxoni de gasteropode par a predomina în sedimentele detritice, în timp ce bivalvele sînt cuprinse, în general, în pelite.

Din punctul „La Sărături" noi am determinat un antozoar-madrepor, nouă bivalve și nouă gasteropode (pl. I, II, III):

Trochosmilia gigas E. de From.
Nucula redempta Zitt.
Crassatella minima Pálfy
Crassatella cf. *macrodonta* Sow.
Cyrena dacica Pálfy
Leda cf. *supracretacea* Pálfy
Cardium duclouxi Vidal
Cardium sp.
Ostrea sp.
Corbula sp.
Cerithium lóczyi Pálfy
Cerithium kochi Pálfy
Cerithium cf. *herepeyi* Pálfy
Glauconia obvoluta Schloth.
Inoceramus sp.
Ringicula sp.
Pyrgulifera boeckhi Pálfy
Natica (*Lunatia*) *geinitzi* Holzapfel
Melanopsis cf. *galloprovincialis* Math. var. *transylvaniensis* Pálfy

Microfauna determinată de C o n s t a n ț a C o r o b e a din cimentul conglomeratelor este formată dintr-o asociație de globotruncane și numeroase prisme de inocerami, fără a se observa și vreun foraminifer de vîrstă mai nouă (miocenă !).

Orizontul detritic descris mai sus prezintă o înclinare sud-estică, variind între 18 și 25 grade, și susține un pachet de marne și gresii cu aspect flișoid (30—40 m grosime) nefosilifer. Depozitele terminale ale cretacicului în valea Cugir sînt constituite din argile albăstrui, cenușii, fosilifere (15—20 m grosime) în care se intercalează un nivel de marnocalcare (0,5 m). În argile apar numeroase forme de amoniți — *Neocrioceras* (*Schlueterella*) *retrorsum* (Schlüter) — alături de inocerami și lamelibranhiate sidefoase din grupul pectinidelor și al ostreilor.

Discordant și transgresiv, în versantul drept al Cugirului, se dispun argile roșii și nisipuri gălbui-albicioase cu stratificație torențială nefosilifere, avînd o grosime de circa 30—40 m, atribuite de noi miocenului inferior (ottnangian), care suportă la rîndul lor o suită de marne, nisipuri și pietrișuri, atribuită tortonianului (badenianului) pe baze biostratigrafice.

Complexul de strate care aflorează pe valea Cioara are un caracter predominant psamito-pelitic, fiind format din marne compacte, dure, micacee, fosilifere, cu antozoare-madrepori și moluște:

Trochosmilia gigas E. de From.
Cyphastrea aff. *microphtalma* Lam.
Cyrena dacica Pálfy
Cardium sp.
Pectunculus sp.
Natica sp.

Acest nivel cu madrepori (în predominanță) este deschis pe 0,5—1 m grosime și suportă nisipuri marnoase, gălbui, micacee cu rare exemplare de *Trochosmilia gigas*, *Cyclolites elliptica* Lam., *Actaeonella gigantea* Sow.

Exemplare de gasteropode (*Glauconia obvoluta*, *Cerithium* sp., *Natica* sp., *Inoceramus* sp.) și lamelibrahiate (*Cuculea* sp., *Cyrena dacica*) sînt cuprinse și în zăcămîntul fosilifer situat în apropierea gării Tărtăria unde aflorează gresii și microconglomerate cenușii, gălbui, orientate NE-SV cu căderi sud-estice.

CONCLUZII

Examinînd materialul paleontologic colectat din sectorul valea Cugir — Cioara — Tărtăria ajungem la o serie de concluzii pe care le vom prezenta mai jos:

— În primul rînd constatăm prezența unei asociații faunistice provenită dintr-un facies detritic litoral, precum și din secvențe de marne și gresii cenușii, gălbui dezvoltate în cadrul acestuia.

— Majoritatea exemplarelor studiate au cochilii viguroase (glauconii, acteonele, ceriți, crasatele, madrepori) care demonstrează existența unor condiții bionomice de tipul faciesului de Gosau.

Între taxonii studiați de noi nu s-a întîlnit acel amestec de forme cretacice medii și superioare alături de cele miocene de care amintește C. Gheorghiu și colab. (1959). Dealtfel, lipsa unor descrieri sau măcar a unor figurări a taxonilor respectivi, cît și a materialului paleontologic folosit de autori ne-a dus în imposibilitatea de a-i revizui.

— Fauna determinată de noi prezintă asemănări biostratigrafice cu cea prezentată de Camelia Tomescu și colab. (1969) la nord de Mureș, considerată de autori de vîrstă santonian-maestrichtiană.

— Forme de *Neocrioceras* (*Anciloceras?*) au fost întîlnite de Victoria Mihăilescu-Todiriță (1966), precum și de către Denisa Lupu[5] în Bazinul Roșia. În străinătate sînt citate exemplare de *Neocrioceras* (*Schlueterella*) *retrorsum* în Westfalia, Cracovia, Caucaz etc., în depozite campaniene.

[5] Comunicare verbală.

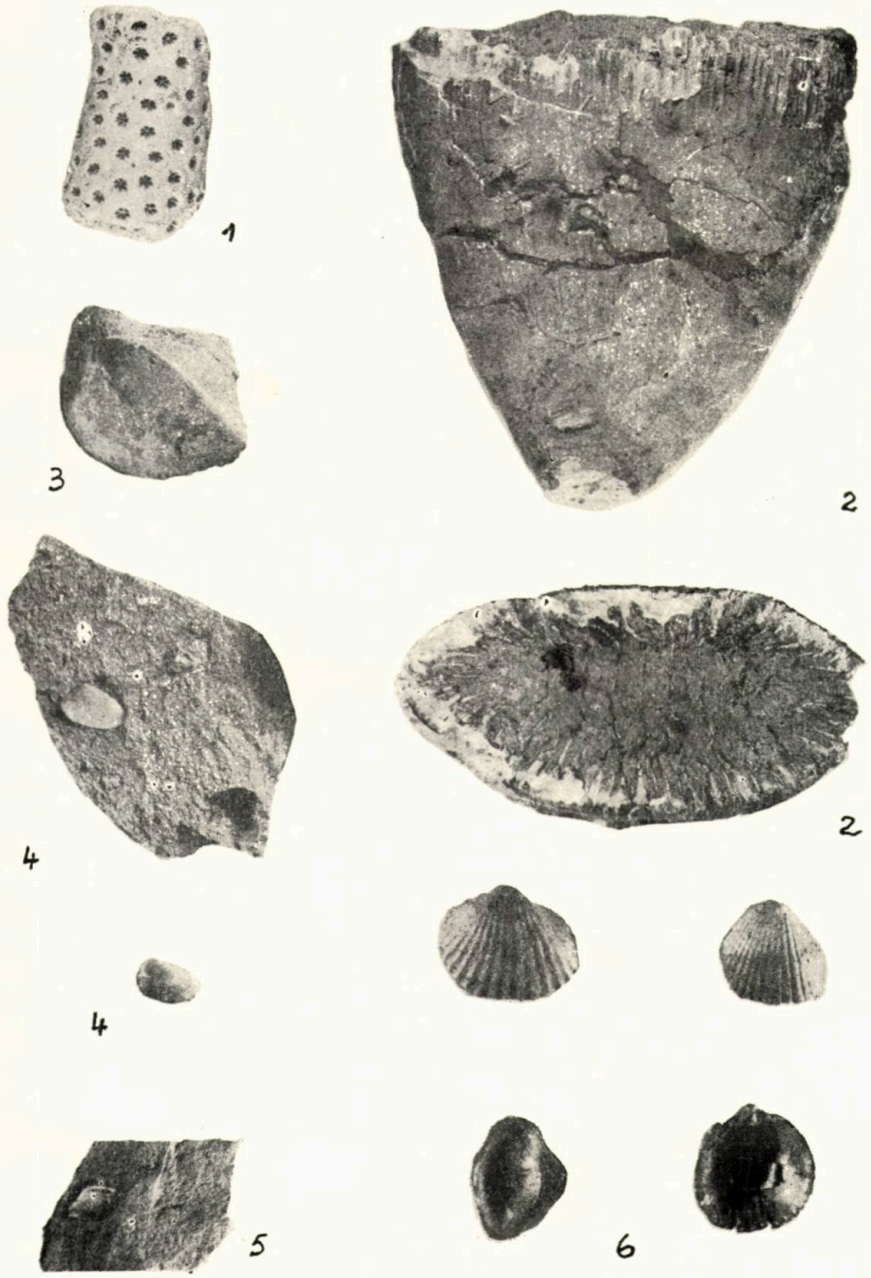


Fig. 1. — *Cyphastrea* aff. *microphtalma* Lam., valea Cioara.
Fig. 2. — *Trochosmilia gigas* E. de From., valea Cioara.
Fig. 3. — *Crassatella* cf. *macrodonta* Sow. „La Sărături".
Fig. 4. — *Crassatella minima* Pálfy, „La Sărături".
Fig. 5. — *Leda* cf. *supracretacea* Pálfy, „La Sărături".
Fig. 6. — *Cardium duclouxi* Vidal, „La Sărături".

Fig. 7. — *Cardium* sp., „La Sărături".
Fig. 8. — *Glauconia obvoluta* Schloth, „La Sărături".
Fig. 9. — *Natica* (*Lunatia*) *geinitzi* Holzapfel, valea Cioara.
Fig. 10. — *Melanopsis* cf. *galloprovincialis* Math. var. *transylvaniensis* Pálfy, „La Sărături".
Fig. 11. — *Pyrgulifera bčckhi* Pálfy, „La Sărături".
Fig. 12. — *Cerithium* cf. *herepeyi* Pálfy, „La Sărături".

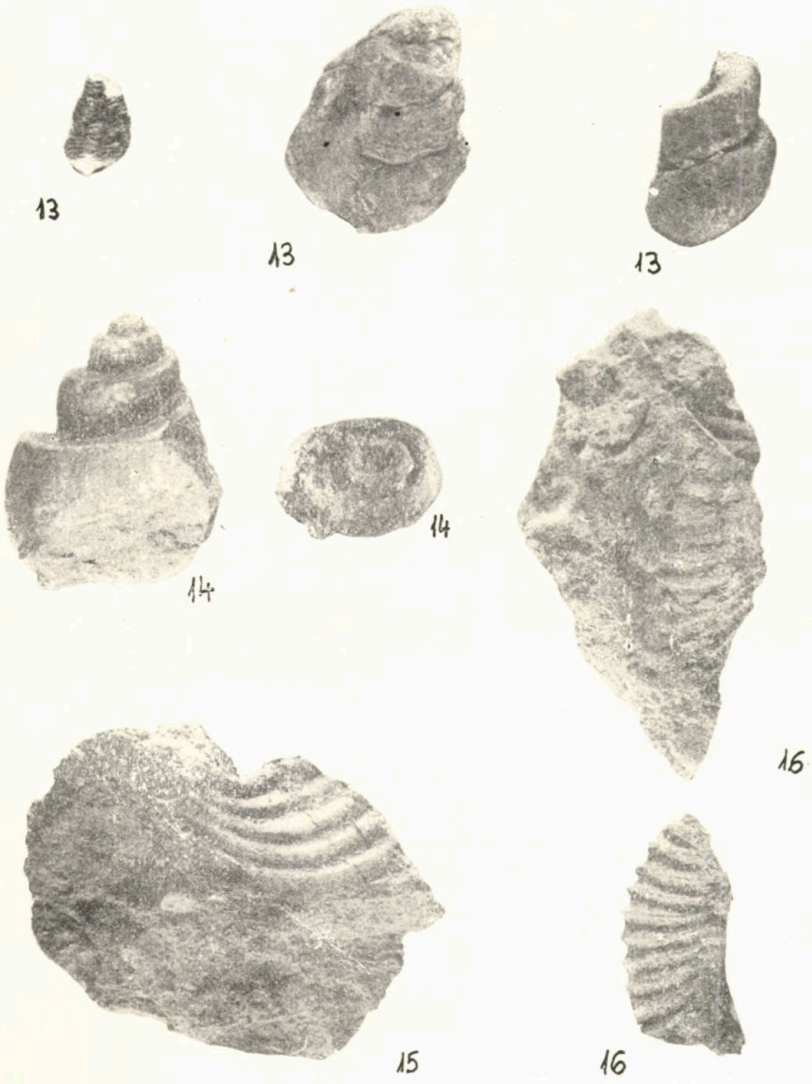


Fig. 13. — *Cerithium loczi* Pálfy, „La Sărături".
Fig. 14. — *Gasteropode indeterminabile*, Tărtăria.
Fig. 15. — *Inoceramus* sp.
Fig. 16. — *Neocrioceras* (*Schlueterella*) *retrorsum* (Schlüter).

— Precizăm vîrsta campanian-maestrichtiană pe baze biostratigrafice pentru orizontul conglomeratic, seria flișoidă, argilele vineții din versantul drept al pîriului Cugir (punctul „La Săraturi"), precum și pentru depozitele psamo-pelitice și psefito-psamitice din regiunea Cioara—Tărtăria. Suitei de strate cu o colorație predominant roșietică ce se dispune transgresiv și discordant peste cea descrisă mai sus și care suportă în continuitate de sedimentare depozite badeniene cu *Orbulina universa* (Iosefina Stancu în nota explicativă la foaia Orăștie) îi atribuim vîrsta miocen inferioară și medie, și anume ottnangiană și badeniană.

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DES DÉPÔTS NÉOCRÉTACÉS DE LA RÉGION VALEA CUGIR—CIOARA—TĂRTĂRIA

RÉSUMÉ

Les auteurs présentent l'analyse biostratigraphique de certains profils situés sur le couloir du Mureș, basés sur une riche faune et les observations de terrain. Ils viennent de préciser l'âge campanien-maëstrichtien pour l'horizon conglomératique, la série flyshoïde et les argiles violacées de la région.

Parmi les taxons déterminés on n'a pas rencontré ce « mélange de faune crétacée moyenne, crétacée supérieure et miocène », mentionnée par les chercheurs antérieurs dans la région étudiée par nous. La faune que nous venons de déterminer, formée d'une association riche en antozoas, lamellibranches, gastropodes et ammonites — *Neocrioceras* (*Schlueterella*) *retrorsum* (Schlüter), attestent d'une manière certe l'âge campanien-maëstrichtien.

Nous attribuons l'âge miocène supérieur et moyen — ottnangien — badénien à la suite de couches à coloration prédominante rougeâtre, disposées trangressivement et en discordance sur les dépôts crétacés.

BIBLIOGRAFIE

Alloiteau J. (1936), *Polypiers fossiles de Madagascar*, Annales géologiques du service de mines, **VI**, Tananarive.

Antonescu E., Balș Șt., Georgescu F., Georgescu V., Mantea G., Mihăilescu N., Panin N., Tomescu C. (1963), *Date sedimentologice asupra depozitelor senonian-daniene din reg. Vințu de Jos — Geoagiu*, St. cerc. geol., **VIII**, 2.

Dragoș V., Nedelcu I. (1962), *Cercetări geologice în bazinul Orăștie*, D. S. Inst. geol., **XLIV** (1956—1957).

Gheorghiu C. (1954) *Studiul geologic al văii Mureșului între Dobra și Deva*, An. Com. Geol., **XXVIII**.

Gheorghiu C., Zberea A., Tudor T. (1959), *Asupra vîrstei unor depozite din bazinul Mureșului (regiunea Șibot) și descrierea unor fenomene de resedimentare*, An. Univ. „C.I. Parhon, Seria șt. nat., **22**.

Gheorghiu C., Zberea A., Visarion M., Calotă C. (1962), *Date noi asupra structurii bazinului inferior al Streiului, ca rezultat al cercetărilor geologice și geofizice*, An. Com. Geol.. **XXXII**.

GHERMAN I. (1938), *Cercetări geologice în colțul de SV al Depresiunii Transilvaniei*, Rev. Muz. geol. min., Univ. Cluj, **VII**.

HAUER FR., STACHE G. (1863), *Geologie Siebenbürgens*, Wien.

HEREPEY K. (1896) *Alsó fehérvármegye Monográfia*, Nagy Enyed, Budapest.

IACOB D. (1944), *Contribution à la connaissence du Crétacé supérieur dans le S de monts Apuseni*, Rev. Muz. geol.-min. Univ. Cluj, **VIII**.

KOCH A. (1900), *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile, Neogen*, **II**, Budapest.

LILL VON LILIENBACH (1833), *Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaine des Carpates en Boukovine, en Transilvanie et dans le Marmoroche*, Mém. Soc. Géol. Fr., **I**, Paris.

LUPU M., LUPU DENISA (1956), *Notă asupra cretaciculuí superior din bazinul Vidra și Sohodol — Cîmpeni*, D.S. Inst. geol., **XLIII**.

— (1966), *Stratigrafia și faciesurile depozitelor cretacice superioare din regiunea Bretelin-Cherghеș (sud de Deva)*, D.S. Inst. geol., **LII** (1965), *2*.

MARINCAȘ VALERIA (1957), *Contribuții la studiul tortonianului din flancul sting al Mureșului în regiunea Orăștie*, Bul. Univ. „Babeș-Bolyai", Seria șt. nat., Cluj, **I**, *1—2*.

— (1965), *Studii geologice în regiunea Sebeș — Săsciori — Pianuri — Cioara*, teză de doctorat, București.

MARINCAȘ VALERIA, TÎNȚU D. (1970), *Date noi la fauna de inocerami cretacici din regiunea Pianuri (Sebeș)*, Sargetia, **VIII**, Deva.

MARINCAȘ VALERIA, TÎNȚU D. (1972), *Considerațiuni asupra modului de formare a „orizontului roșu" din baza Tortonianului în regiunea Sălișteа (valea Mureșului)*, Studia Universitatis, „Babeș-Bolyai", Ser. Geologia-Mineralogia, fasciculus 1, Cluj.

POPA-DIMIAN ELENA (1963), *Contribuții la studiul inoceramilor și amoniților neocretacici din împrejurimile Vîntului (Munții Apuseni)*, St. cerc. geol., **VIII**, *4*.

SAVU H., MARIA PAVELESCU, JOSEFINA STANCU, DENISA LUPU (1968), *Notă explicativă la harta geologică a Institutului geologic scara 1 : 200 000, foaia Orăștie*, București.

SCHLÜTER C. (1872—1876), *Cephalopoden der oberen deutschen Kreide*, Palaeontographica, **21**, Beiträge zur Naturgeschichte der Vorwelt. Cassel, p. 1—120.

TODIRIȚA-MIHĂILESCU VICTORIA (1966), *Studiul geologic al bazinului Roșia*, Com. Geol., Șt. tehn. ec. J/*3*.

TOMESCU CAMELIA, ȘTEFANA PANIN, FLORIANA GEORGESCU, G. MANTEA și E. ANTONESCU (1969), *Contribuții la stratigrafia depozitelor neocretacice din Munții Apuseni de sud*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **14**, *1*.

WIEDEMANN J. (1962), *Ammoniten aus der Vascogotischen Kreide (Nordspanien), I Phylloceratina, Lytoceratina*, Paleontographica, **118** A, Stuttgart.

Primit în redacție
la 12 martie 1974

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc potrivit STAS-urilor în vigoare. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Se va evita repetarea aceloraşi date în text, tabele şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi a anului apariţiei lucrării (de exemplu, G. M u r g o c i, 1961). Lista bibliografică se va da în ordinea alfabetică, iar lucrările aceluiaşi autor în ordine cronologică. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale.

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacţie, Calea Victoriei nr. 125, Bucureşti.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

I. GĂVAT, R. BOTEZATU, M. VISARION, Interpretarea geologică a prospecţiunilor geofizice, 1973, 574 p., 393 fig., 41 lei.

O. CLICHICI, Stratigrafia neogenului din estul Bazinului Şimleu, 1973, 179 p., 51 fig., 24 pl., 14 lei.

GRIGORE POP, Depozitele mezozoice din Munţii Vîlcan, 1973, 155 p., 36 fig., 13 pl., 11 lei.

AURELIA BĂRBULESCU, Stratigrafia jurasicului din vestul Dobrogei centrale, 1974, 173 p., 21 fig., XLVI pl., 21 lei.

ŞERBAN-NICOLAE VLAD, Mineralogeneza skarnelor de la Dognecea, 1974, 119 p., 40 fig., XVI pl., 11 lei.

St. cerc. geol., geofiz., geogr.—Geologie, t. 20, nr. 1, Bucureşti, 1975

1975 JUL 17

I. P. „Informaţia" c. 1777

43 867

Lei 40.—

F 1329

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

GEOLOGIE

2

TOMUL 20
1975

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

Academician DAN GIUȘCĂ

Redactor responsabil adjunct:

Academician NICOLAE PETRULIAN

Membri:

Academician MILTIADE FILIPESCU, academician GEORGE MURGEANU, prof. VIRGIL IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, prof. NECULAI MACAROVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, prof. BUJOR ALMĂJAN, prof. DAN RĂDULESCU, dr. POMPILIU ȘOIGAN

Secretar de redacție:

MARGARETA PELTZ

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii din întreprinderi și instituții.

Comenzile de abonamente din străinătate se primesc la ILEXIM, Serviciul Export-Import, Presă, Căsuța poștală 2001, Calea Griviței nr. 64— 66, București, Oficiul poștal 12, România, sau la reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență se vor trimite pe adresa Comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie— Geologie".

Toute commande de l étranger sera adressée à ILEXIM, Département d'Exportation—Importation, Presse, Boîte postale 2001, Calea Griviței, 64 – 66, Bucarest 12, Roumanie, ou à ses representants à l'etranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie-Geologie, Calea Victoriei nr. 125 București 22

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA, Calea Victoriei nr. 125, București, sectorul 1, tel. 13.94.40

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

GEOLOGIE

Tomul 20 1975 Nr. 2

SUMAR

OLGA IONESCU, CECILIA SOARE, MARIA GHEORGHIU, Contribuţii la cunoaşterea zăcămîntului cuprifer Roşia—Poieni. Alteraţii hipogene . . . 159
GH. C. POPESCU, Relaţia dintre compoziţia cloritelor şi mineralele asociate în zăcămintele de sulfuri din şisturile cristaline de la Altîn Tepe şi Bălan 171
TUDOR BERZA, „Seria clastică" şi cîteva probleme de stratigrafie şi metamorfism ale formaţiunilor cristalofiliene din partea externă a autohtonului danubian (Carpaţii Meridionali) 179
I. KALMÁR, Consideraţii asupra geologiei şi petrografiei neckului riodacitic de la Valea Chioarului (jud. Maramureş) 187
TIT ŢÎMPĂU, Despre prezenţa piemontitului în şisturile cristaline de la Delniţa (Carpaţii Orientali) 203
I. PREDA, Fauna de belemniţi din doggerul de la Roşia (Munţii Pădurea Craiului) 205
N. MÉSZÁROS, C. LEBENZON, C. IANOLIU, N. PION, Nannoplanctonul din stratele de Cetate şi semnificaţia lui statigrafică 215
DENISA LUPU, Faciesul litoral al campanianului superior-maestrichtianului inferior în Munţii Apuseni de nord 221
GR. ALEXANDRESCU, T. BRUSTUR, Prezenţa microfaciesului cu *Pithonella ovalis* în depozitele de la Glodu (zona transcarpatică) 229
ION ANDREESCU, Limitele şi subdiviziunile ponţianului 235
OVIDIU DRAGASTAN, EUGEN GRĂDINARU, Asupra unor alge, foraminifere, sphinctozoare şi microproblematice din triasicul din Carpaţii Orientali şi Dobrogea de nord 247
I. PAPAIANOPOL, Elemente paleontologice noi în fauna etajului dacian din Bazinul Dacic 255
ALINA POPOVICI, Texturi sedimentare şi direcţii de paleocurenţi în depozitele flişului cretacic din bazinul mijlociu al văii Doftana 265
MIHAI ALFRED MAMULEA, O propunere de clasificare a porniturilor de teren 281

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, NR. 2, P. 157—290, BUCUREŞTI, 1975

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA ZĂCĂMÎNTULUI CUPRIFER ROȘIA—POIENI. ALTERAȚII HIPOGENE

DE

OLGA IONESCU, CECILIA SOARE, MARIA GHEORGHIU

INTRODUCERE

Zăcămîntul de cupru de tip porfiric de la Roșia — Poieni (Munții Metaliferi) a constituit în ultimul timp subiectul mai multor comunicări științifice [1,2,3,4] (Olga Ionescu, 1974). Un aspect asupra căruia nu s-a insistat pînă acum și de care ne vom ocupa în mod deosebit în cele ce urmează îl reprezintă fenomenele de transformare hipogenă care afectează zăcămîntul și zonele adiacente și interdependența care se constată între procesele de alterare și cele de mineralizare. Interpretările au la bază observații de teren și studii microscopice amănunțite, efectuate pe material recoltat sistematic din toate lucrările de explorare din zona zăcămîntului și prezentate în rapoartele mineralogic-petrografice din anii 1972 și 1973[5,6].

Zăcămîntul Roșia — Poieni este cantonat într-o zonă în care andezite amfibolice neogene (andezit de Poieni, andezit de Fundoaia, andezit de Dealul Melciului) [7] străbat un fundament cretacic (senonian) alcătuit din argilite, aleurolite și gresii. Perimetrul este afectat de numeroasele zone de brecifiere interceptate de lucrările de explorare.

Asupra situației geologice de detaliu a zonei zăcămîntului cuprifer nu s-a ajuns încă la un acord deplin, între ultimele hărți geologice prezentate [8,9] existînd diferențe mai mult sau mai puțin substanțiale. Harta și secțiunea geologică anexate (fig. 1 și 2) corespund punctului nostru de vedere format în urma cercetărilor de teren din anii 1972 și 1973 [10].

---

[1] Andrei J. și colab. (1973), *Reflectarea în imagini geofizice a structurii eruptive Roșia-Poieni și a mineralizațiilor asociate*, Sesiunea de comunicări I. G. A., 26 aprilie.

[2] Gurău A., Gridan T. (1973), *Considerații structural-genetice privind zăcămîntul cuprifer de la Roșia-Poieni*, Sesiunea de comunicări a Inst. geol., 27 aprilie.

[3] Ștefan R., Cosma St. (1973), *Structura Poieni (Roșia Montană), caracterizare petrografică, structurală și metalogenetică*, Sesiunea de comunicări a Inst. geol., 30 mai.

[4] Lazăr Cl., Lazăr Erika (1974), *Contribuții geoelectrice la cunoașterea zăcămîntului polimetalic din zona Roșia-Poieni*, Sesiunea de comunicări I.G.A., 18 aprilie.

[5] Gheorghiu Maria, Soare Cecilia, Ionescu Olga (1972), *Raport privind documentarea mineralogic-petrografică a lucrărilor de explorare din șantierul Roșia-Poieni, jud. Alba*, arh. I.G.P.S.M.S.

[6] Ionescu Olga, Soare Cecilia, Gheorghiu Maria (1973), *Raport privind documentarea mineralogic-petrografică a lucrărilor de exploarare din șantierul Roșia-Poeni, jud. Alba*, arh. I.G.P.S.M.S.

[7] Denumirea primelor două tipuri de andezite după Ștefan R. și colab. (1967), *Raport geologic de sinteză privind regiunea Bucium-Roșia Montană—Baia de Arieș*, arh. I.G.P.S.M.S.

[8] *Op. cit.*, pct. 2, 3, 6.

[9] Gurău A., Gridan T. (1973), *Studiul structural microtectonic al zăcămîntului cuprifer Roșia-Poieni, jud. Alba*, arh. I.G.P.S.M.S.

[10] La întocmirea hărții geologice au participat cu date de teren și geologii Alexandra și Gr. Moțoi.

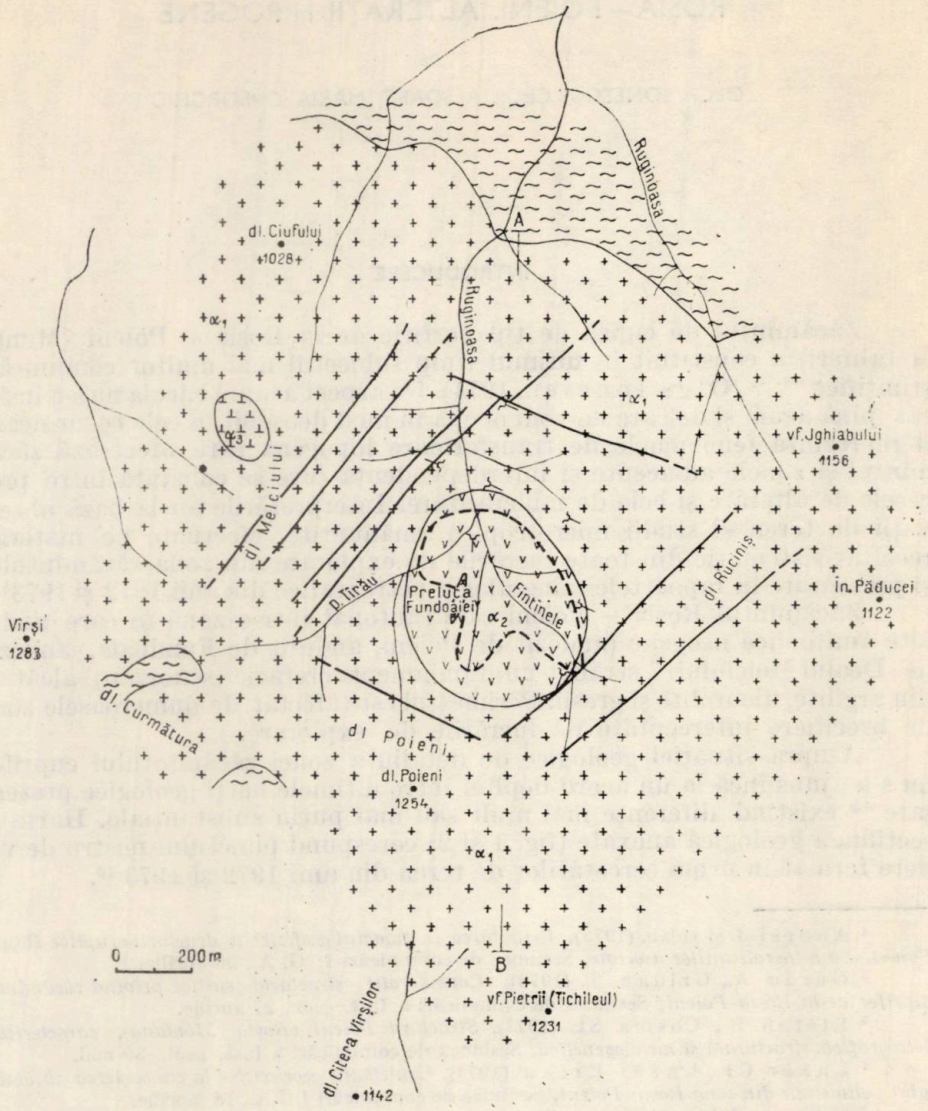


Fig. 1. — Harta geologică a zonei zăcămîntului Roşia-Poieni (după Olga Ionescu, Cecilia Soare, Maria Gheorghiu, Alexandra Moţoi, Gr. Moţoi, 1973).

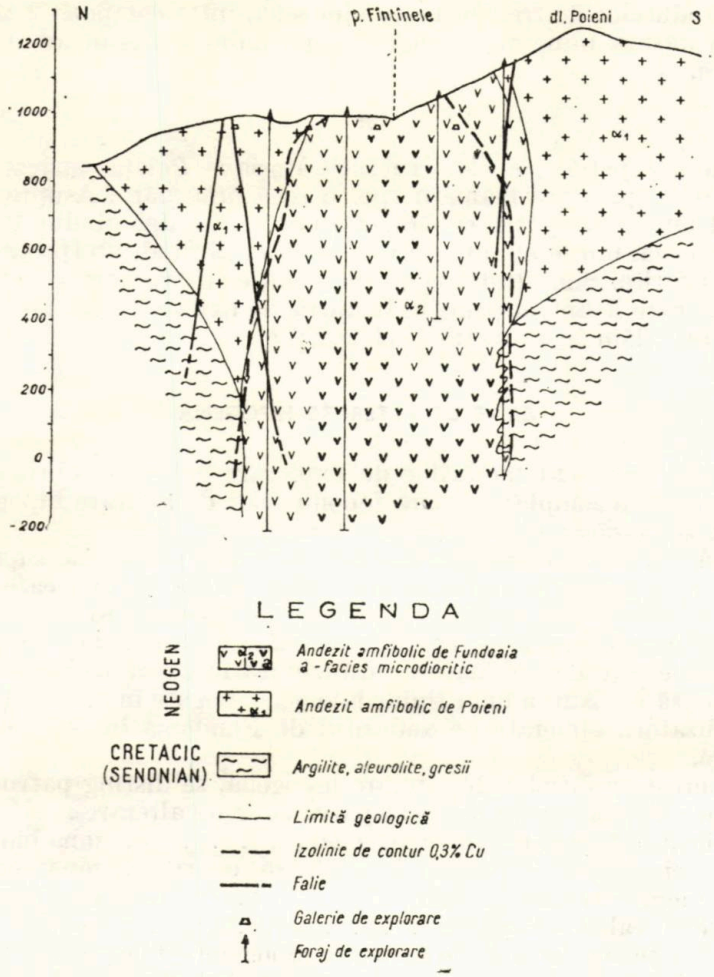


Fig. 2. — Secțiune geologică AB.

În strînsă legătură cu punerea în loc a andezitului de Fundoaia, în zona Roșia — Poieni s-a desfășurat o puternică activitate metalogenetică însoțită de transformări hipogene intense. Aceste fenomene s-au manifestat atît în cadrul corpului subvulcanic de Fundoaia, cît și în rocile înconjurătoare (andezit de Poieni, roci sedimentare), conducînd la formarea zăcămîntului cuprifer și a unei largi arii de alterare în care produsele de transformare se distribuie zonar.

Zăcămîntul propriu-zis, conturat pe considerente tehnologice de izolinia de conținut 0,3% Cu, se dezvoltă în limitele corpului subvulcanic. Mineralizația se extinde însă dincolo de conturul andezitului de Fundoaia, formînd în jurul acestuia o aureolă ale cărei conținuturi în cupru scad treptat pe măsura îndepărtării de sursă; proporțiile și natura mineralelor metalice se modifică și ele. Situația prezintă asemănări cu modul de distri-

buţie al produselor de transformare hipogenă, între compoziţia zonelor de alterare şi natura mineralelor metalice putîndu-se stabili anumite interdependenţe.

★

În zonele periferice ale structurii Roşia — Poieni, andezitul amfibolic de Poieni prezintă tranziţii spre o rocă proaspătă. Asupra relaţiilor dintre andezitul proaspăt şi cel transformat (vîrful Jghiabului, dealul Ciufului) există mai multe opinii, cea mai răspîndită fiind interpretarea lor ca două roci diferite. Similitudinile de compoziţie şi structură şi aspectele de tranziţie pe care le-am surprins în lucrările de explorare ne fac să considerăm că ne aflăm în prezenţa aceleiaşi roci.

ZONE DE ALTERARE HIPOGENĂ

Numărul mare al lucrărilor de explorare a permis obţinerea unei imagini destul de complete asupra fenomenelor de alterare hipogenă care au afectat zona zăcămîntului Roşia—Poieni.

Urmărind dezvoltarea produselor de transformare la suprafaţă şi în adîncime, se constată existenţa unei largi arii de alterare care cuprinde atît andezitul de Fundoaia, cît şi andezitul de Poieni şi rocile sedimentare (fig. 3 şi 4). Această extinsă şi totodată profundă modificare a compoziţiei rocilor iniţiale este determinată de difuziunea în masa acestora şi de circulaţia intensă pe fisuri a unor fluide hipogene, bogate în substanţe volatile şi mineralizatori, eliberate de andezitul de Fundoaia în stadiul final de cristalizare.

În cadrul produselor de alterare hipogenă, se disting patru asociaţii mineralogice distincte care definesc patru zone de alterare :

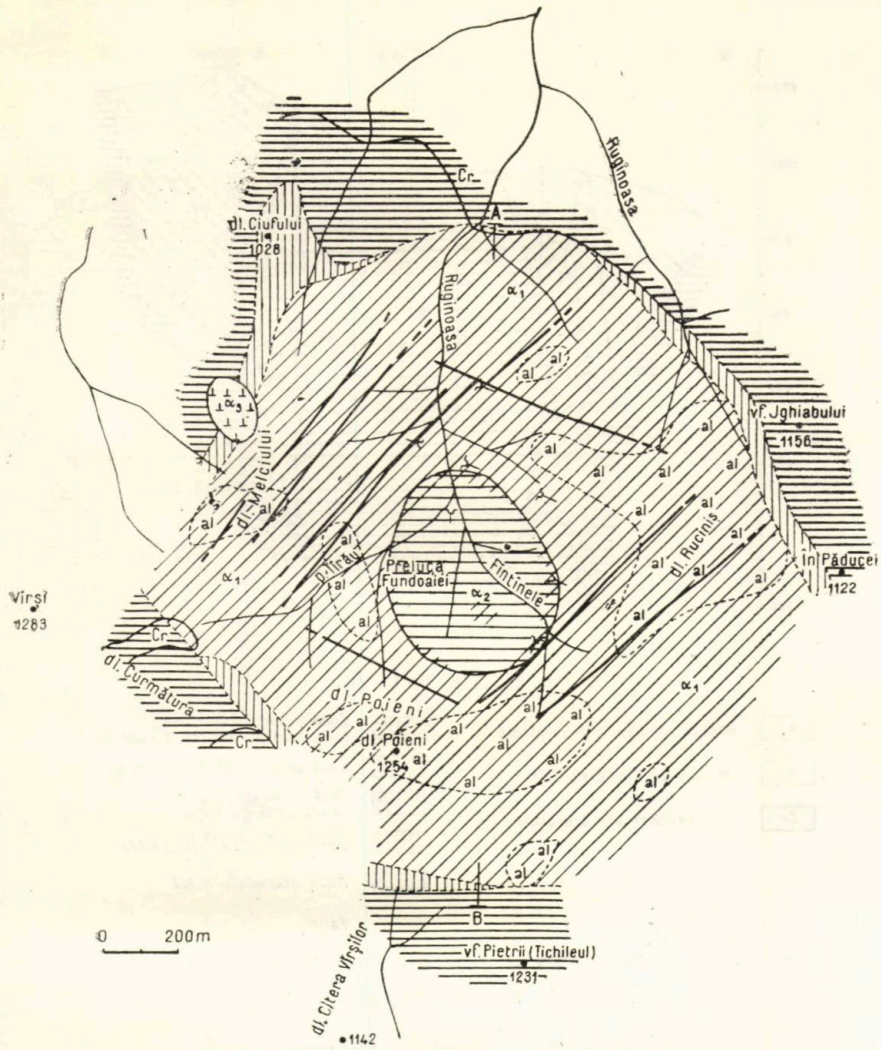
1. biotit, ortoclaz-micropertit, cuarţ . . . . . zona biotitizată
2. sericit, hidromice, minerale argiloase, cuarţ . . zona sericitizată
3. minerale argiloase, cuarţ . . . . . zona argilizată
4. clorit, calcit, epidot . . . . . zona propilitizată

Distribuţia asociaţiilor de minerale hipogene este controlată de forma corpului andezitic de Fundoaia, de natura rocii-gazdă, de scăderea temperaturii fluidelor pe măsura îndepărtării de sursă şi de modificarea chimismului acestora. A rezultat astfel o zonalitate destul de riguroasă, cele patru zone de alterare dezvoltîndu-se succesiv în cadrul corpului subvulcanic şi aproximativ concentric în jurul acestuia.

Trecerea de la zonele de alterare interne la cele externe nu implică şi o scădere a intensităţii fenomenelor de transformare decît pentru zona periferică (propilitizată) ; pentru celelalte zone ea semnifică numai o modificare a asociaţiilor mineralogice. De cele mai multe ori, tranziţiile între diversele zone de alterare se fac prin domenii de interferenţă ale produselor de transformare.

Vom analiza în continuare caracteristicile şi modul de prezentare al celor patru zone de alterare definite de asociaţiile de neominerale :

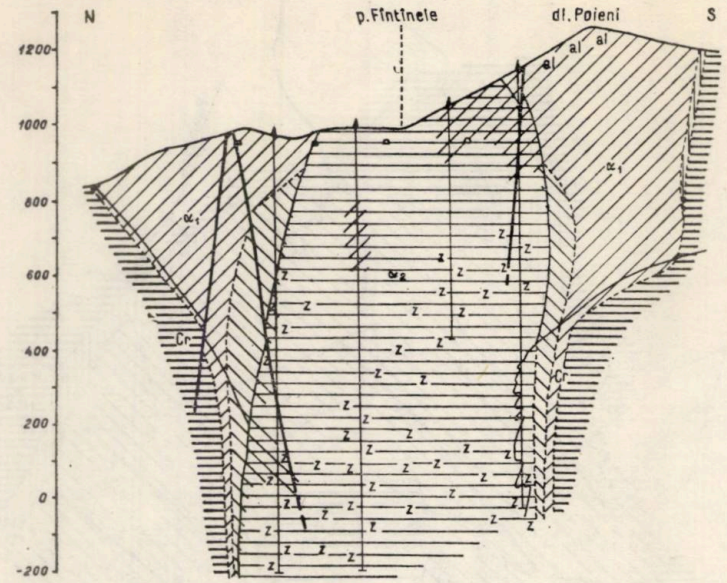
1. Zona biotitizată. Aria de dezvoltare a zonei biotitizate coincide aproximativ cu cea a andezitului de Fundoaia. În părţile profunde ale structurii Roşia—Poieni, domeniul de biotitizare se extinde şi asupra sedimentarului



LEGENDA

$\perp\alpha_3\perp$ Andezit amfibolic de Dl. Melciului	Zonă biotitizată (bi, feldsp, q)
α_2 Andezit amfibolic de Fundoaia	al Zonă argilizată (arg, q) a - subzonă cu alunit
α_1 Andezit amfibolic de Poieni	Zonă propilitizată (cl, ca, ep)
Cr Roci sedimentare cretacice	Rocă netransformată
Limită geologică	Falie
Limită de zonă de alterare	Galerie de explorare

Fig. 3.—Alteraţii hipogene în zona zăcămîntului Roşia-Poieni: *bi*, biotit; *feldsp*, ortoclaz-micropertit; *q*, cuarţ; *arg*, minerale argiloase; *cl*, clorit; *ca*, carbonat; *ep*, epidot.



LEGENDA

- α_2 Andezit amfibolic de Fundoaia
- α_1 Andezit amfibolic de Poieni
- Cr Rocl sedimentare cretacice
- Limită geologică
- Limită de zonă de alterare
- Zonă biotitizată (bi,feldsp,q) a-subzonă cu anhidrit şi/sau zeoliţi
- Zonă sericitizată (sr,hm,arg,q)
- Zonă argilizată (arg,q) a-subzonă cu alunit
- Zonă propilitizată (cl,ca,ep)
- Rocă netransformată
- Falie
- Galerie de explorare
- Foraj de explorare

Fig. 4. — Alteraţii hipogene, secţiunea AB:
bi, biotit; *feldsp*, ortoclaz-micropertit; *q*, cuarţ; *sr*, sericit; *hm*, hidromice; *arg*, minerale argiloase; *cl*, clorit; *ca*, calcit; *ep*, epidot.

din imediata apropiere a corpului subvulcanic; andezitul de Poieni prezintă rareori fenomene de transformare corespunzătoare acestei zone.

Mineralogic, zona biotitizată se caracterizează prin prezenţa în proporţii apreciabile (20—70%) a asociaţiei de minerale hipogene principale: biotit, ortoclaz-micropertit, cuarţ, căreia se alătură proporţii minore de clorit, carbonat, apatit, baritină, vivianit, sericit, minerale argiloase, minerale metalice. Dezvoltarea anhidritului şi zeoliţilor la nivele inferioare în zăcămînt a dus la separarea unei subzone cu anhidrit şi/sau zeoliţi (fig. 4).

În andezitul de Fundoaia, zona biotitizată se manifestă printr-o înlocuire parţială, prin difuziune, a mineralelor primare ale rocii, cu mine-

rale de neoformațiune specifice zonei și printr-o invazie de fisuri, vinișoare și filonașe, pe care precipită aceleași minerale, dintre care cuarțul este predominant.

Fenocristalele de hornblendă ale rocii inițiale sînt substituite parțial sau complet cu agregate lamelar-solzoase de biotit, iar cele de feldspat plagioclaz cu feldspat micropertitic (ortoclaz-micropertit). În masa de bază a rocii se dezvoltă secundar cuarț, biotit, ortoclaz-micropertit, minerale metalice (calcopirită, magnetit ± pirită) și mici cantități de clorit, carbonat, uneori sericit și minerale argiloase. Cuarțul, împreună cu proporții subordonate de ortoclaz-micropertit, biotit, carbonat, apatit, clorit și minerale metalice (calcopirită, magnetit, bornit, molibdenit, pirită) constituie umplutura majorității vinișoarelor care străbat roca. Sînt de asemenea frecvente fisuri cu biotit de precipitație ± calcopirită.

Determinările optice [11] și roentgenografice [12] efectuate asupra feldspatului de substituție și precipitație din zona biotitizată indică un ortoclaz-micropertit cu compoziție Or_{50-60}. În afara acestuia, a mai fost identificat un feldspat alcalin de precipitație care apare sporadic și ale cărui caractere optice și fiziografice indică un probabil adular.

Pe verticală, caracterele generale ale zonei biotitizate se mențin, cu mențiunea că în zona mediană a zăcămîntului feldspatizările ating intensitatea maximă, iar la adîncimi mai mari, biotitul secundar are o pondere mai ridicată.

Subzona cu anhidrit și/sau zeoliți, separată în zonele de medie și mare adîncime a corpului subvulcanic, implică participarea destul de abundentă a anhidritului, respectiv a zeoliților, la asociația mineralelor specifice ariei biotitizate. În această subzonă, anhidritul se dezvoltă atît în masa rocii, cît și în cuiburi și filonașe în asociație cu cuarț, calcopirită, pirită, molibdenit; pe fisuri capilare a fost observat și în asociație cu biotitul. Frecvent, anhidritul prezintă transformări ulterioare în gips β. Zeoliții — desmin și chabazit — precipită de preferință pe fisuri, filonașe și în cavități de dizolvare, în asociație frecventă cu cuarț, uneori cu anhidrit, carbonat, sulfuri metalice. Dezvoltarea subzonei cu anhidrit și/sau zeoliți numai în corpul subvulcanic de Fundoaia, în domeniul zonei biotitizate, este probabil în legătură cu eliberarea Ca^{++}prin substituția plagioclazului cu feldspat alcalin.

În rocile sedimentare, zona biotitizată se definește printr-o invazie de cuarț, feldspat și biotit de neoformațiune, însoțită de sulfuri, pe fisuri și în masa rocii.

Andezitul de Poieni nu prezintă decît cu totul sporadic și numai în vecinătatea corpului subvulcanic de Fundoaia transformări specifice zonei biotitizate. Modificările sînt similare cu cele suferite de andezitul de Fundoaia și sînt în mare măsură acoperite de efectele zonelor de transformare sericitică și argiloasă.

2. Zona sericitizată a fost interceptată numai în lucrările de explorare; această zonă se dezvoltă preferențial pe andezitul de Poieni și în mică măsură rocile sedimentare și în andezitul de Fundoaia (sînt frecvente suprapuneri ale efectelor de sericitizare asupra zonei biotitice marginale a corpului subvulcanic).

[11] Determinarea optică, metoda Fedorov, N. Anastasiu, Universitatea București.
[12] Determinarea roentgenografică, T. Urcan, I.G.P.S.M.S.

Mineralele caracteristice acestui domeniu sînt sericitul, hidromicele, cuarţul şi mineralele argiloase, cărora se asociază proporţii subordonate de clorit, calcit, baritină. Mineralele de neoformaţiune deţin proporţii de 30—90%; hidromicele [13] predomină adesea. Neomineralele împînzesc roca şi sînt asociate cu pirită şi calcopirită. Fisurile şi vinişoarele cu cuarţ şi sulfuri metalice au o pondere destul de ridicată şi în această arie de transformare.

În andezitul de Poieni, zona sericitizată este caracterizată printr-o dezvoltare abundentă a sericitului, hidromicelor şi cuarţului pe fenocristale şi în masa de bază. Feldspatul plagioclaz prezintă, alături de substituţii cu sericit şi hidromice, înlocuiri avansate cu minerale argiloase (illit, montmorillonit) [14] şi pirofilit [15]. Proporţia mineralelor argiloase creşte în defavoarea sericitului şi hidromicelor în zonele de tranziţie spre zona argilizată.

În rocile sedimentare, zona sericitizată se manifestă printr-o avansată substituţie a cimentului argilos iniţial cu solzi fini de sericit şi hidromice. Calcopirita şi pirita apar ca diseminări şi vinişoare în masa sericitizată.

3. Zona argilizată are o mare extindere la periferia zăcămîntului cuprifer şi afectează cu precădere andezitul de Poieni. Andezitul de Fundoaia prezintă argilizări suprapuse zonei de biotitizare în zonele marginale ale corpului subvulcanic; roci sedimentare în faciesul zonei argilizate au fost întîlnite sporadic.

Proprie acestui domeniu de transformare este asociaţia: minerale argiloase — cuarţ, căreia se alătură frecvent proporţii scăzute de hidromice, sericit, pirofilit, baritină, clorit, epidot, zoizit, adular şi foarte rar turmalină. Mineralele argiloase sînt reprezentate prin illit, caolinit [16], montmorillonit. Pirita este omniprezentă. Proporţia mineralelor de neoformaţiune variază între 40 şi 100%.

O asociaţie aparte în cadrul zonei argilizate o constituie subzona cu alunit formată aproape exclusiv din cuarţ şi alunit (uneori participă şi minerale argiloase); această subzonă apare numai la nivelul suprafeţei, iar natura hipogenă a alunitului este discutabilă. Proporţia ridicată de cuarţ în andezitul de Poieni în faciesul subzonei cu alunit nu implică un aport foarte ridicat de silice, ci este rezultatul unui proces de eliberare şi reorganizare a celei proprii rocii.

4. Zona propilitizată (minerale caracteristice: clorit, epidot, calcit) este zona cel mai puţin individualizată şi cu dezvoltarea cea mai redusă dintre toate zonele de alterare. Prin intermediul său se face tranziţia de la roca argilizată la roca proaspătă. Efectele de transformare sînt slabe, proporţia de minerale secundare nedepăşind 20%. Fenocristalele melanocrate sînt total sau parţial substituite cu agregate de clorit ± calcit. Plagioclazul prezintă deseori înlocuiri parţiale cu epidot şi calcit sau argilizări incipiente. Transformări de aceeaşi natură se observă şi în masa de bază. Mineralele metalice (pirită) apar sporadic.

---

[13] Hidromicele au fost determinate roentgenografic de T. Urcan şi Gh. Neacşu, I. G.P.S.M.S. şi prin analize termice diferenţiale de D. Todor, I.G.P.S.M.S.

[14,15] Determinarea roentgenografică, Gh. Neacşu, I.G.P.S.M.S.

[16] Caolinitul a fost determinat roentgenografic de T. Urcan şi Gh. Neacşu, I.G.P.S.M.S. şi prin analiză termică diferenţială de D. Todor, I.G.P.S.M.S.

ZONALITATE DE MINERALIZARE

Zonalității de alterare constatate în cadrul și în jurul zăcămîntului Roșia-Poieni îi corespunde o zonalitate de mineralizare, controlată de aceiași factori structurali și fizico-chimici.

Strînsa corespondență care se observă între modul de prezentare al mineralizației, distribuția și natura mineralelor metalice și cele patru zone de alterare hipogenă permite o bună paralelizare a fenomenelor de alterare-mineralizare. Vom analiza în continuare zonele de alterare din punct de vedere al aspectelor de mineralizare.

Zona biotitizată este zona cea mai intens mineralizată, aria sa de dezvoltare suprapunîndu-se cu aproximație zăcămîntului cuprifer. Fisurația și diseminarea sînt maxime. Mineralele metalice sînt abundente și sînt reprezentate în ordine descrescătoare de frecvență prin : calcopirită, magnetit, pirită, molibdenit, bornit, hematit, blendă, galenă, digenit, tetraedrit, enargit. Pe fisuri și filonașe, sulfurile și oxizii apar însoțiți de o gamă largă de minerale de gangă : cuarț, anhidrit, feldspat, biotit, zeoliți, calcit, baritină, clorit, apatit, vivianit. Calcopirita predomină net, atît ca mineral de diseminare, cît și de precipitare pe fisuri, vinișoare și filonașe. Magnetitul de diseminare și precipitare este de asemenea frecvent. Este specifică acestui domeniu de transformare abundența filonașelor cuarțoase care înglobează granule mărunte de calcopirită, magnetit, pirită, bornit, molibdenit, precum și a fisurilor cu calcopirită, magnetit, pirită. Valorile conținutului în cupru în cadrul zonei biotitizate sînt ridicate. Corespondența între procesul de alterare și cel de mineralizare merge atît de departe încît zona biotitizată poate fi folosită ca indice de zăcămînt.

Modificările pe verticală ale aspectelor mineralizației în cadrul zonei biotitizate constau într-o distribuție selectivă a piritei, mai abundentă în partea superioară și inferioară a zăcămîntului, și o dezvoltare preferențială a anhidritului și zeoliților ca minerale de gangă alături de cuarț, în zonele de medie și mare adîncime.

Zona sericitizată implică mineralizații cu aspecte de tranziție. Diseminările de minerale metalice, fisurile și filonașele mineralizate au o dezvoltare moderată. Mineralele metalice și de gangă sînt aceleași cu cele întîlnite în zona biotitizată cu excepția bornitului și digenitului care lipsesc. Raporturile cantitative între mineralele metalice suferă modificări : proporția de calcopirită scade în favoarea piritei, frecvența magnetitului se reduce și se constată creșterea proporției de hematit pe fisurile care străbat roca. Zona sericitizată prezintă conținuturi interesante în cupru.

Zonei argilizate îi corespund mineralizații cuprifere de intensitate slabă. Diseminările cu minerale metalice se mențin dar sînt reprezentate mai ales prin pirită. Fisuri și vinișoare cu pirită asociată sporadic cu calcopirită, blendă, tetraedrit și enargit, pe alocuri în dezamestec cu stibioluzonit [17] și famatimit [18] uneori molibdenit, însoțite de minerale de gangă, apar încă, dar se răresc treptat spre periferiile zonei. Local, pirita precipită în cristale largi, idiomorfe, împreună cu tetraedrit, enargit, blendă, în cuiburi, de-a lungul unor direcții de circulație.

[17,18] Determinarea microscopică, L i d i a B o n e a , I.G.P.S.M.S.

Zona propilitizată. În această zonă, efectele de mineralizare se sting; se constată prezenţa unor slabe diseminări cu pirită, calcopirita lipsind cu desăvîrşire. Vinişoarele mineralizate lipsesc de asemenea, cu excepţia unor foarte rare şi fine fisuri cu pirită.

CONCLUZII

Zăcămîntul de cupru de tip porfiric de la Roşia-Poieni prezintă trăsături similare multor zăcăminte din această mare categorie. (R. C. Fournier, 1967; R. L. Nielsen, 1968; D. J. Lowell şi J. M. Gilbert, 1970; A. W. Rose, 1970).

Zăcămîntul este cantonat într-un corp subvulcanic andezitic (andezit amfibolic de Fundoaia), care străbate un sedimentar cretacic şi un andezit amfibolic postsenonian (andezit de Poienei). Toate rocile din zonă, cu excepţia andezitului amfibolic din dealul Melciului, au suferit efectele de alterare şi mineralizare ale fluidelor hipogene generate de andezitul de Fundoaia în stadiul final de cristalizare. Fenomenele s-au desfăşurat concentric, în zone de alterare definite de asociaţii mineralogice caracteristice.

Zona internă, biotitizată (asociaţie specifică: cuarţ, ortoclaz-micropertit, biotit), dezvoltată aproape exclusiv pe andezitul de Fundoaia, este înconjurată de zone succesive în care efectele de transformare apar modificate: zona sericitizată (sericit, hidromice, minerale argiloase cuarţ), zona argilizată (minerale argiloase, cuarţ) şi zona propilitizată (calcit, clorit epidot). Asociaţiile mineralogice denotă fluide cu caracter alcalin.

Mineralele metalice hipogene sînt de asemenea distribuite zonar, de la o zonă centrală (corespunzătoare zonei biotitizate) în care calcopirita, magnetitul şi molibdenitul apar în proporţii interesante, printr-o zonă în care oxizii şi sulfurile metalice au o dezvoltare moderată (zona sericitizată) şi o zonă în care pirita este mineralul predominant (zona argilizată), la un domeniu periferic (zona propilitizată), în care efectele de mineralizare se sting. De zona internă, biotitizată, dezvoltată aproape exclusiv pe andezitul de Fundoaia, sînt legate conţinuturile cele mai ridicate în cupru.

Corelaţia între distribuţia silicaţilor de alterare şi cea a constituenţilor metalici se explică prin geneza comună şi controlul comun exercitat asupra acestora de modificările intervenite în temperatura şi chimismul fluidelor hipogene prin îndepărtarea de sursă; un rol activ revine şi factorului structural, în zona biotitizată gradul ridicat de mineralizare fiind în strînsă legătură cu gradul de fisurare al rocii.

Momentul în care începe separarea oxizilor şi sulfurilor metalice în cadrul zonei interne, biotitizate, rămîne o problemă deschisă; asociaţia lor cu ortoclaz-micropertit şi biotit, care presupun o temperatură relativ ridicată (magmatică tîrzie?), contrastează cu asociaţia simultană cu minerale de temperatură scăzută corespunzătoare domeniului hidrotermal (anhidrit, carbonat, zeolit) şi cu depunerea pe fisuri şi filonaşe care implică o rocă deja consolidată. Caracterul hidrotermal al asociaţiilor mineralogice din zonele externe (zonele: sericitizată, argilizată propilitizată) apare în schimb evident.

Modelul genetic propus de R. L. Nielsen pentru zăcămîntul de la Santa Rita, conform căruia zonele succesive de alterare şi mineralizare

sînt controlate de temperaturi magmatice tîrzii pînă la temperaturi hidrotermale scăzute, ar pute fi adoptat ca ipoteză de formare a zăcămîntului Roșia—Poieni.

CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF THE PORPHYRY COPPER DEPOSIT AT ROȘIA—POIENI. HYPOGENE ALTERATIONS

ABSTRACT

The porphyry copper deposit at Roșia-Poieni (Metaliferous Mountains) is emplaced in an area of development of the Neogene volcanic products, genetically connected with the Fundoaia andesitic subvolcanic body. The metallogenetic activity developed within the Fundoaia andesite and the surrounding rocks (Poieni andesite, Cretaceous sedimentary rocks) has been accompanied by strong phenomena of hypogene alteration. These phenomena have generated varied alteration products with a zoning distribution within and around the Fundoaia subvolcanic body. The neoformation minerals could be grouped into characteristic mineralogical assemblages defining four alteration zones which develop successively: 1) biotitic zone (specific minerals: biotite, orthoclase-microperthite, quartz), 2) sericitic zone (sericite, hydromica, clayey minerals, quartz), 3) argillic zone (clay minerals, quartz) and 4) propylitic zone (chlorite, calcite, epidote).

The alteration zoning is accompanied by a mineralization zoning subordinated to the same physico-chemical and structural control factors; thus, chalcopyrite, magnetite, bornite and molybdenite, very frequently found in the inner biotitic zone, yield to pyrite, sphalerite, galena, energite in the sericitic and argillic zones, so that in the outer propylitic zone the metallic minerals might be represented exclusively by pyrite.

The assemblages of hypogene minerals indicate alkaline fluids whose temperatures gradually decrease from the inner biotitic zone to the surrounding zones. The biotitic zone presupposes rather high temperatures (late magmatic-hydrothermal?), while the outer zones have typical hydrothermal characters.

BIBLIOGRAFIE

Fountain R. J. (1972), *The Mount Fubilan (Ok Tedi) porphyry copper deposit, Bougainville Island, New Guinea*, Econ. Geol., **67**.

Fournier R. C. (1967), *Syngenetic formation and subsequent alteration of the porphyry copper deposit near Ely, Nevada*, Econ. Geol., **62**, 57—81, 207—227.

Ianovici V., Giușcă D., Ionescu Jeana (1965), *Géochimie des processus des altérations hydrothermales des roches banatitiques de Moldova Nouă*, Lucr. Congr. Asoc. carp.-balc., **III**, Sofia.

Ionescu Olga (1974), *Mineralizația cupriferă de tip diseminat de la Roșia-Poieni (jud. Alba)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **19**.

Lowell D. J., Guilbert J. M. (1970), *Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits*, Econ. Geol., **65**, 373—408.

NIERSEN R. L. (1968), *Hypogene texture and mineral zoning in a copper-bearing granodiorite porphyry stock, Santa Rita, New Mexico*, Econ. Geol., **63**, 37—50.

PETRULIAN N., BRANA V. (1952), *Asupra mineralizației cuprifere de la Mușca (patrulaterul aurifer)*, Com. Acad. R.P.R., **II**, *11—12*.

PETRULIAN N., STECLACI LIVIA, SANDU D., OROVEANU F. (1965), *Studiul mineralogic geochimic și genetic al zăcămîntului cuprifer Deva*, St. cerc. geol. geofiz., geogr., Seria geologie, **X**, *1*.

PIEPTEA VASILICA, CIORNEI A., WEINGARTNER R. (1973), *Mineralizația cupriferă de tip diseminat din corpul subvulcanic Suvorov, regiunea Moldova Nouă*, D. S. Inst. geol., **LIX/2**.

ROSE A. W. (1970), *Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposit*, Econ. Geol., **65**, 920—936.

Primit în redacție la 4 noiembrie 1974

Întreprinderea geologică de prospecțiuni substanțe minerale solide

RELAȚIA DINTRE COMPOZIȚIA CLORITELOR ȘI MINERALELE ASOCIATE ÎN ZĂCĂMINTELE DE SULFURI DIN ȘISTURILE CRISTALINE DE LA ALTÎN TEPE ȘI BĂLAN*

DE

GH. C. POPESCU

Geneza zăcămintelor de sulfuri din șisturile cristaline constituie de cîteva decenii un subiect de discuții contradictorii care, ca volum de material scris, rivalizează poate doar cu problema granitelor.

Deși anii din urmă au adus în cîmpul discuțiilor fapte și concepții noi, care ne ajută la o înțelegere mai exactă a fenomenului de metalogeneză din ariile cristaline de la noi, controverse mai persistă încă.

Această situație reclamă ca în acțiunea de optimizare a prospecțiunilor din terenurile cristaline să se ia în considerație și alte criterii pe lîngă cele genetice. În acest sens, considerăm noi, o atenție deosebită trebuie acordată studiilor mineralogice, mai ales ale acelor minerale care au o largă răspîndire în zăcăminte și în ambianța acestora, și oferă, datorită chimismului lor particular, posibilitatea detectării zonelor potențiale cu mineralizații.

Un asemenea grup de minerale îl reprezintă cloritele, minerale omniprezente în zonele cu mineralizații de sulfuri și care, datorită caracteristicilor lor chimico-structurale, favorizează existența unor variate substituții între cationii din rețea.

În ultimii ani, tehnicile de lucru asupra filosilicaților în general și al cloritelor în special au devenit extrem de rafinate, existînd posibilitatea de a detecta, pe cale optică, prin analize termice și I. R., diversele varietăți de clorite, consecință a variatelor înlocuiri izomorfe, care se petrec mai ales în stratul brucitic.

Studiul pe care îl vom prezenta în continuare se referă la clorite provenite din zăcăminte situate în unități structurale diferite : zăcămîntul Altîn Tepe din șisturile cristaline ce separă Dobrogea centrală de cea nordică și zăcămîntul Bălan care se găsește în zona sudică a cristalinului Carpaților Orientali.

Cele două zăcăminte prezintă o serie de elemente comune, cum ar fi : localizarea mineralizației într-un complex retromorf, caracterul cuprifer și participarea relativ ridicată a magnetitului la alcătuirea minereului.

Între elementele comune celor două zăcăminte citățm și prezența cloritelor atît în alcătuirea minereului, cît și a rocilor înconjurătoare. Asociațiile minerale, din zonele mineralizate, precum și cele din ariile învecinate sînt practic aceleași în cazul celor două zăcăminte. Minereul este alcătuit din : pirită, calcopirită, cuarț, clorit, magnetit, albit, carbonați ± sericit, mispichel, sulfosăruri, iar șisturile gazdă cuprind : cuarț, clorit, se-

* Comunicare susținută la Sesiunea științifică a Facultății de geologie și geografie, iunie 1974.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, NR. 2, P. 171–178, BUCUREȘTI, 1975

ricit, carbonaţi, albit, uneori relicte de granaţi, oligoclaz, biotit, minerale observabile uneori şi în minereul celor două zăcăminte, în raport cu care sulfurile şi cloritul sînt ulterioare.

DATE OPTICE

Studiul optic al cloritelor de la Altîn Tepe şi Bălan a vizat determinarea a două caracteristici, indicele mediu de refracţie (β) şi birefringenţa (δ).

Valorile β obţinute prin metoda imersiei sînt redate în tabelele 1 şi 2. Se observă din aceste tabele că indicele mediu de refracţie al cloritelor

Tabelul nr. 1

Valorile β şi δ de la 6 probe de clorite din perimetrul Altîn Tepe

Nr. crt.	Parageneza	β	δ
1	Clorit, cuarţ, sericit	1,614	(+)0,0015
2	Clorit, muscovit, sericit, cuarţ, sfen	1,615	(+)0,0017
3	Clorit, cuarţ	1,615	(+)0,0016
4	Clorit, muscovit, cuarţ, sericit, pirită, calcopirită	1,620	(+)0,0014
5	Clorit, muscovit, cuarţ, sericit, pirită calcopirită	1,620	(+)0,0012
6	Clorit, muscovit, cuarţ, sericit, sulfuri	1,621	(+)0,0014

din paragenezele cu sulfuri şi (sau) magnetit este mai mare decît cel al cloritelor din paragenezele fără minerale metalice.

Diferenţe mai accentuate se observă la cloritele din zona Bălan. Cauza acestei diferenţieri este conţinutul, de asemenea diferenţiat în fier al clo-

Tabelul nr. 2

Valorile β şi δ de la 5 probe de clorite din zona zăcămîntului Bălan

Nr. crt.	Parageneza	β	δ
1	Clorit, microclin, cuarţ, sericit	1,625	(+)0,00423
2	Clorit, cuarţ, carbonaţi, epidot, pirită	1,630	(+)0,0053
3	Clorit, cuarţ, sericit, calcopirită	1,645	(+)0,0016
4	Clorit, cuarţ, pirită, calcopirită	1,65	(−)0,0073
5	Clorit, cuarţ, magnetit, carbonaţi	1,66	(−)0,0063

ritelor, în sensul unei dependente direct proporţionale a valorii β de conţinutul în fier (D. M. Şilin, V. P. Ivanov, 1954).

Birefringenţa cloritelor a fost determinată cu un compensator Ehringhaus, valorile sale fiind arătate de asemenea în tabelele 1 şi 2. Remarcăm faptul că din acest punct de vedere o diferenţiere clară dintre cele două tipuri de clorite nu este realizabilă.

DATE TERMICE

Analizele termice complexe s-au efectuat cu un derivatograf sistem Paulik-Paulik-Erdey, în creuzet de Pt, folosind 220 mg substanța și o viteză de încălzire de 11°C/min. În figura 1 (a și b) prezentăm curbele ATD pentru cloritele din ambele zone cercetate. Putem remarca și de această dată o diferență între cloritele din minereu și cele din jurul acestuia, în sensul

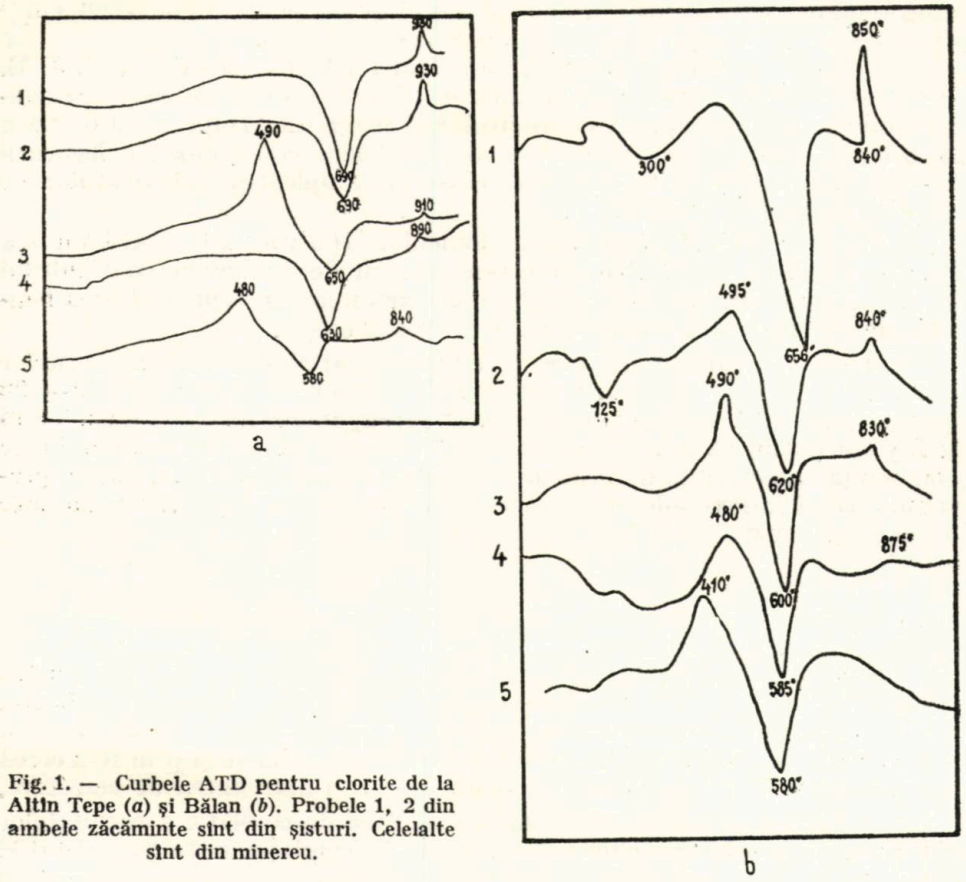


Fig. 1. — Curbele ATD pentru clorite de la Altîn Tepe (*a*) și Bălan (*b*). Probele 1, 2 din ambele zăcăminte sînt din șisturi. Celelalte sînt din minereu.

existenței, la primele, a unei valori mai mici pentru principalul pic endoterm din jurul temperaturii de 600°C. În plus, efectul exoterm din domeniul peste 800°C scade ca mărime și se reduce ca amploare, pînă la dispariție, la cloritele din minereu.

Această comportare este și ea o consecință a unor variații în ce privește conținutul în fier, în sensul că pe măsură ce crește conținutul în FeO al cloritelor, scade temperatura principalului efect endoterm (D. M. Șilin, V. P. Ivanov, 1954; W. R. Phillips, 1963), iar odată cu scăderea conținutului în MgO, valoarea și amploarea picului exoterm din domeniul 800°C scade (D. M. Șilin, V. P. Ivanov, 1954).

DATE I.R.

Determinările spectroscopice în infraroşu au fost făcute la un aparat U. R. — 20 folosind 0,6 mg clorit pulverizat în 300 mg KBr.

Pentru cloritele de la Altîn Tepe înregistrările s-au făcut în domeniul 400—1300 cm^{-1}, iar pentru cele de la Bălan în domeniul 400—900 cm^{-1}.

Diferenţe nete, în ceea ce priveşte benzile de absorbţie între cloritele din minereu şi cele din şisturile învecinate, nu se observă. Se remarcă, însă, tendinţa unor benzi din domeniile 450 — 550 cm^{-1} şi 740—790 cm^{-1} de a scădea ca valoare la cloritele din minereu (fig. 2).

Referitor la primul interval, s-a arătat (H.V.R. R h a d e n, M. J. E. R h a d e n, 1972) că valoarea benzilor de absorbţie scade cu creşterea conţinutului în fier şi scăderea conţinutului în magneziu. După S t u b i c a n şi R o y (1961), acest interval reprezintă picul corespunzător legăturii Si—O—Al^{VI}, variaţia valorii sale reflectînd amploarea substituţiilor ce au loc în stratul brucitic.

Cît priveşte cel de-al doilea domeniu, H a y a s h i şi O i n u m a (1965) consideră că el este important pentru determinarea conţinutului în fier al cloritelor, care este mai mare sau mai mic după cum valoarea benzilor de absorbţie din acest domeniu scade sau creşte.

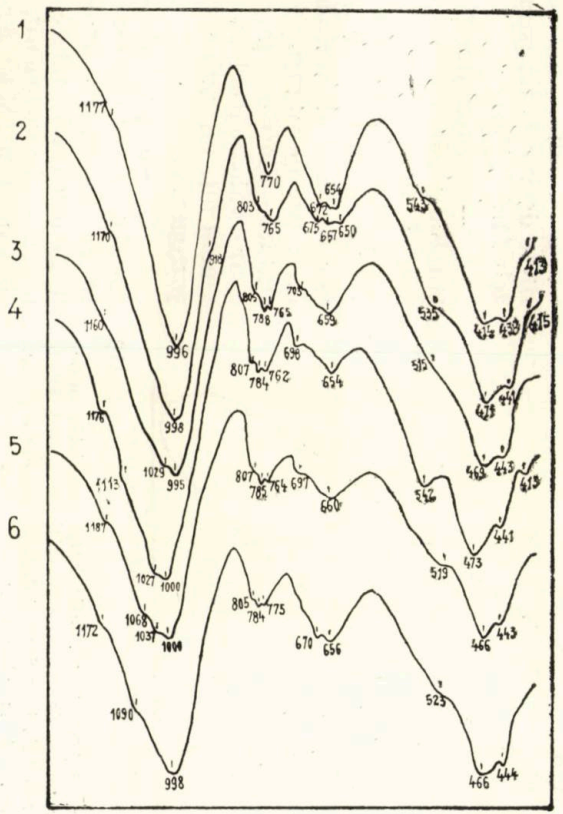
O situaţie particulară, care se remarcă mai ales la curbele cloritelor la Altîn Tepe, este aspectul neomogen al benzilor din domeniul 740—790 cm^{-1} şi 1000 cm^{-1}. Corelînd acest lucru cu presupunerea lui T u d d e n h a m şi L y o n (1959) că inflexiunea 1080 cm^{-1} din cadrul benzii 1000 cm^{-1} este consecinţa caracterului dezordonat al reţelei cloritelor naturale, putem presupune că şi inflexiunile din domeniul 740—790 cm^{-1} pot fi determinate de aceeaşi cauză.

DISCUŢII

Studiul unui mineral prin mai multe metode, pentru a demonstra folosirea sa ca indicator metalogenetic este normală în faza de justificare. Mai departe însă, în activitatea practică de prospecţiune, acest lucru nu mai este indicat, elementul de economicitate realizîndu-se şi prin reducerea corespunzătoare a investiţiilor în aparatură şi în activitatea de cercetare.

În acest scop au fost întocmite diagrame de corelaţie a rezultatelor obţinute. Deja s-au prezentat diagramele de corelaţie între proprietăţile optice (β) şi (δ) şi temperatura picului endoterm (fig. 3). Rezultatul este o corelaţie inversă, fapt explicabil dacă avem în vedere dependenţa lor în mod diferit de conţinutul în fier; valorile β şi a δ cresc cu conţinutul în fier, pe cînd temperatura picului endoterm scade.

Un caracter similar, dar mai puţin clar îl au norii de corelaţie dintre proprietăţile optice şi valoarea benzilor de absorbţie din domeniul 740—490 cm^{-1} (fig. 4). Şi acest lucru este explicabil dacă avem în vedere caracterul variat al înlocuirilor izomorfe din reţeaua cloritelor, înlocuiri care se reflectă în expresia cifrică a unor benzi de absorbţie, benzi care, aşa cum am văzut, variază ca mărime funcţie de conţinutul unor cationi, între care şi fierul.



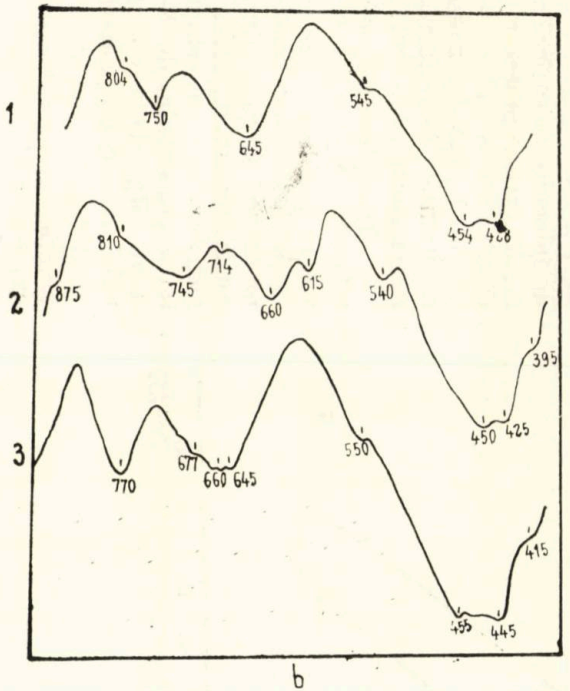


Fig. 2. — Diagrame I.R. ale cloritelor de la Altîn Tepe (*a*) și Bălan (*b*). Probele 1, 2 și 3 (*a*) precum și 1 (*b*) sînt din șisturi. Restul sînt din minereu.

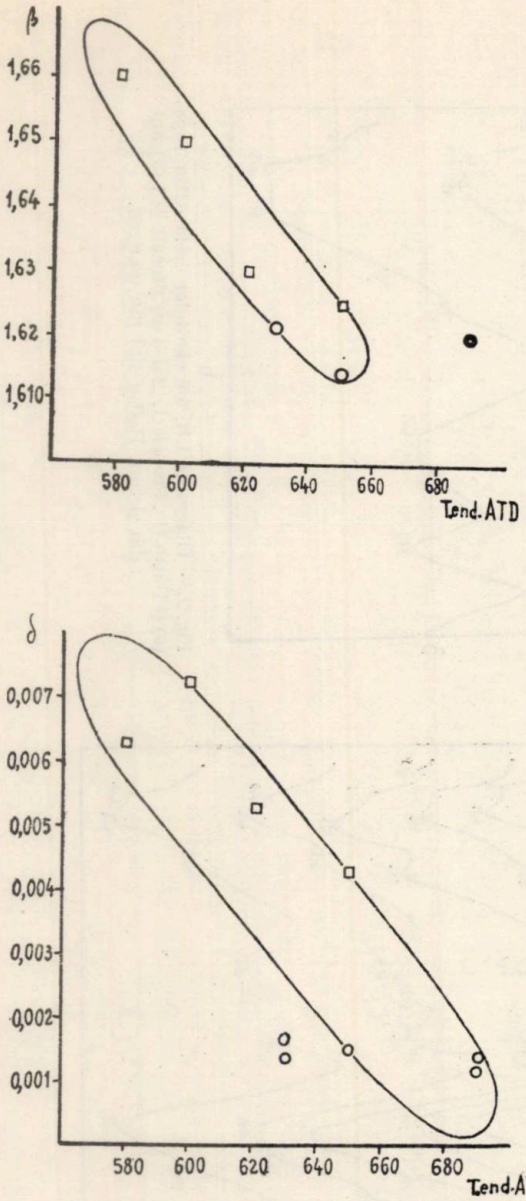


Fig. 3. — Diagrame de corelaţie dintre proprietăţi optice (indicele mediu de refracţie β şi birefringenţa δ) ale cloritelor şi valorile principalului pic endoterm pentru clorite de la Altîn Tepe (○) şi Bălan (□).

Dealtfel, determinările I. R. cît şi ATD indică existenţa la scara structurii cloritelor a unui proces complex de înlocuire a cationilor din reţea. Acest proces se poate corela cu procesul petrogenetic desfăşurat în zonele cu zăcămintele de sulfuri la care ne referim în prezentul studiu.

Dacă, în cazul cloritelor, înlocuirea Mg^{++} şi Fe^{++} a avut ca rezultat o îmbogăţire în fier a acestora, spre finele procesului de mineralizare, în rocile învecinate, acest fenomen are drept consecinţă creşterea procentului de FeO în dauna MgO de la rocile retromorfe la rocile originale (fig. 5).

Concluziile de ordin practic care rezultă din cele expuse mai sus sînt următoarele :

— cloritele din paragenezele cu sulfuri sînt mai ferifere decît cele din paragenezele fără sulfuri ;

— cloritele din perimetru Bălan sînt în ansamblu mai ferifere decît cele din zona Altîn Tepe. Deci nu se poate stabili un conţinut de fier standard al cloritelor indicatoare de sulfuri, ci constatările dintr-o regiune au doar o valoare locală, valabilă numai într-un anume context petrografic.

Datele prezentate mai sus sînt cu atît mai interesante cu cît în literatură, pe lîngă concluzii similare cu ale noastre (Erkstrand, 1963, citat din Ch. Meyer şi J. J. Hemley, 1967), sînt şi indicaţii despre clorite hidrotermale la care conţinutul în Mg^{++} este mai mare în paragenezele cu sulfuri decît în zonele adiacente acestora (Price, 1953, citat din Ch. Meyer şi J. J. Hemley, 1967).

Această comportare a cloritelor este, probabil, controlată de diferența în ce privește conținutul în fier în soluțiile mineralizatoare; cînd fierul este abundent, atunci, după satisfacerea sulfului, va mai rămîne suficient pentru a intra și în rețeaua silicaților (cloritelor), pe cînd atunci cînd este într-o cantitate mai mică, cantitatea disponibilă pentru silicați este mult mai mică. În primul caz Fe va predomina asupra Mg din rețeaua cloritelor, pe cînd în al doilea caz Mg va fi mai mult decît Fe.

Autorul exprimă mulțumiri dr. G h . G î ț ă pentru sfaturile și sugestiile date în perioada de elaborare a lucrării și geologului C. C r ă c i u n pentru efectuarea analizelor I. R.

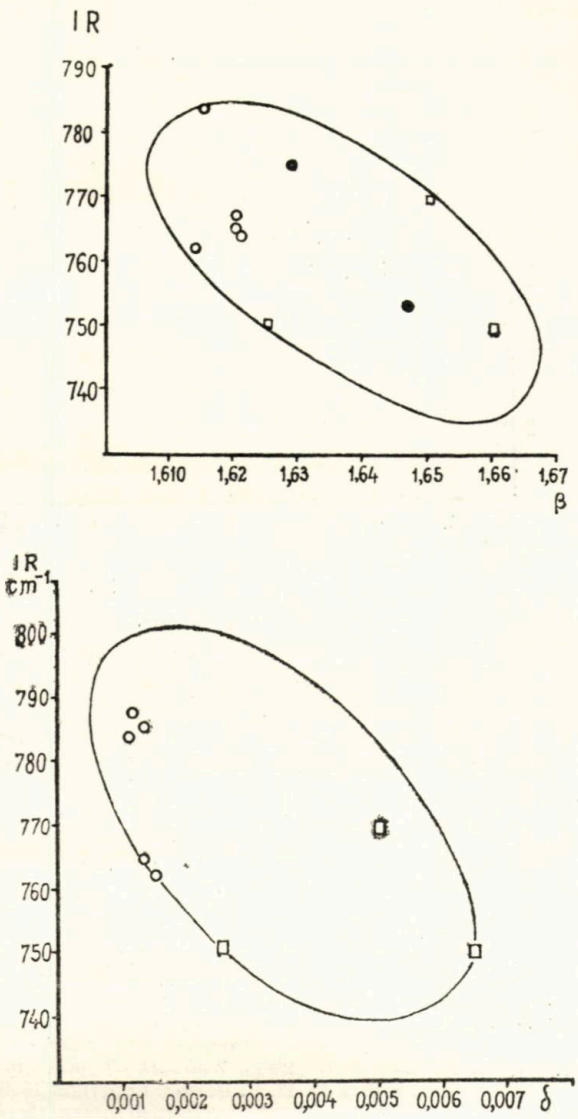


Fig. 4.— Diagrame de corelație dintre valorile I.R. din domeniul 740—790 cm^{-1} și proprietăți optice (β și δ) ale cloritelor de la Altîn Tepe (o) și Bălan (□); (●) valori preluate după H. V. R. R a h d e n și von M. J. E. R a h d e n, 1972.

THE RELATIONSHIP BETWEEN THE CHLORITES AND ASSOCIATED MINERALS COMPOSITION IN THE SULPHUR ORES OF THE CRYSTALLINE SCHISTS OF ALTÎN TEPE AND BĂLAN

ABSTRACT

Specimens of chlorites from the ore deposits of Altîn Tepe (North Dobrogea) and Bălan (Southern Carpathians) were subjected to the same analytical procedures which involved: refractive index measurement birefringence, differential thermal analysis and infrared spectroscopy.

The relationships between the optical determinations and DTA and IR measurement are discussed.

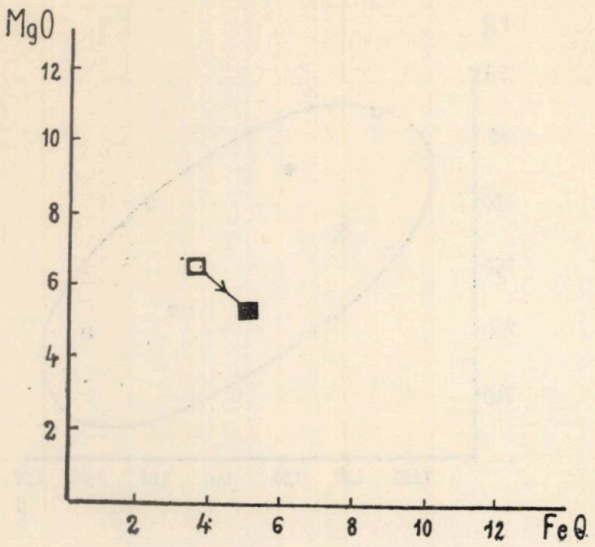


Fig. 5. — Relaţia dintre MgO şi FeO în rocile amfibolice din zona Bălan (Gh. Popescu, 1974).
□ AMFIBOLITE
■ ŞIST. AMFIBOLICE

The conclusion is drawn that Fe-rich chlorites have different values of the refractive index, birefringence, infrared absorption spectra and the position of the endothermic and exothermic peaks.

Chlorite associated with sulphur occurrences is Fe-rich and chlorite near orebody is Mg-rich.

In conclusion chlorite associated mineralized area can be used in any way to obtain an indication of the economic viability of the area in question.

BIBLIOGRAFIE

HAYASHI H., OINUMA K. (1965), *Relationship between infrared absorption spectra in the region 450—900 cm^{-1} and chemical composition of chlorite*, Amer. Mineralog., **50**, 476—483.

HAYASHI H., OINUMA R. (1967), *Si—O absorption band near 1000 cm^{-1} and OH absorption bands of chlorite*, Amer. Mineralog., **52**, 1 206—1 210.

MEYER CH., HEMLEY J. J. (1967), *Wall rock alteration*, în *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Edited by H. L. Barnes, Copyright Holt, Rinehart and Winston, inc.

PHILLIPS W.R. (1963), *A differentiation thermal study of the chlorites*, Mineralog. Mag., **33**, 404—414.

POPESCU C. GH. (1974), *Studiul formaţiunilor cristaline cu sulfuri din zona Bălan (Munţii Hăghimaş—Ciuc)*, Oficiul de documentare şi publicaţii tehnice al M.M.P.G., Bucureşti.

VON RAHDEN H. V. R., VON RAHDEN M. J. E. (1972), *Some aspects of the identification and characterization of 14 Å chlorites*, Minerals Sci. Engng., **4**, 3, 43—54.

ŞILIN D. M., IVANOV V. P. (1954), *Hloritosoderjaşcie porodi*, în *Izmenentie okolorudntie parodi i ih poiskovie znacenie*, Sbornik statei. Pod., redakţiei N. N. Kureca, Gos. Nau. Tex. Izd. Lit. po Gheol. i Ohrane. Nedr., Moskva.

Primit în redacţie la 3 februarie 1975

Facultatea de geologie-geografie,
Catedra de mineralogie
Universitatea Bucureşti

„SERIA CLASTICĂ" ŞI CÎTEVA PROBLEME DE STRATIGRAFIE ŞI METAMORFISM ALE FORMAŢIUNILOR CRISTALOFILIENE DIN PARTEA EXTERNĂ A AUTOHTONULUI DANUBIAN (CARPAŢII MERIDIONALI)

DE

TUDOR BERZA

Depusă în mai 1934, teza de doctorat a lui G. Manolescu (1937 *a*) reprezintă unul din momentele cele mai importante ale cunoaşterii geologice a Carpaţilor Meridionali. Deşi zona studiată, străbătută de defileul Jiului, nu este prea întinsă, concluziile trase aici au constituit pînă în prezent modul principal de interpretare a structurii părţii sudice a Carpaţilor Meridionali (Culmea Cernei — Munţii Vîlcan — Munţii Parîng) pe hărţile Institutului geologic şi în lucrările publicate de numeroşi geologi.

Confirmînd ipoteza lui G. Murgoci (1905) asupra structurii în pînză de şariaj a Carpaţilor Meridionali, G. Manolescu (1937 *a*) separă pînza getică, cristalinul autohton de Parîng (noţiune preluată de la A. Streckeisen, 1930) şi complexul infragetic ; în cadrul cristalinului de Parîng sînt descrise roci granitice, seria de Lainici-Păiuş, complexul amfibolitelor, seria clastică şi zona tectonică Pasul Vulcan — Jiu — Vîrful Reci. Atît din text, cît şi din harta geologică la scara 1 : 75 000, rezultă că regiunea este alcătuită din complexul amfibolitelor şi seria clastică în partea nordică (versantul septentrional al Munţilor Vîlcan) şi din seria de Lainici — Păiuş şi roci granitice în sud (versantul meridional al Munţilor Vîlcan), separate prin zona tectonică Pasul Vulcan — Jiu — Vîrful Reci, peste toate aceste unităţi fiind dispus complexul infragetic, alcătuit din roci sedimentare nemetamorfozate sau slab metamorfozate, atribuite permianului şi mezozoicului.

Seria clastică este considerată superioară amfibolitelor, apărînd în flancurile anticlinalelor cu amfibolite în ax, între acestea şi complexul infragetic. Ea este definită de autor ca un complex eterogen, ce prezintă afinităţi cu amfibolitele şi, la partea superioară, cu infrageticul. În seria clastică, G. Manolescu (1937 *a*) separă : a) roci sedimentogene-tufogene, preponderente în cadrul seriei şi reprezentate prin şisturi sericito-cloritoase cu albit, şisturi clorito-epidotice cu albit şi şisturi amfibolice ; b) roci porfirogene ; c) gnaise psamitice ; d) conglomerate laminate. În ceea ce priveşte geneza acestei serii, sînt luate în consideraţie două ipoteze : seria clastică reprezintă detritusul *in situ* al amfibolitelor şi, pe alocuri, al seriei de Lainici — Păiuş, respectiv seria clastică este sincronă cu amfibolitele, ambele provenind din roci intruzive, efuzive şi tufuri vulcanice submarine, intim asociate cu material detritic şi intens metamorfozate ; prima ipoteză, reluată în concluzii, este însă cea preferată de autor.

Pe baza studiilor efectuate mai la est, în Munţii Parîng, de Şt. Ghika-Budeşti (1934) şi G. Paliuc (1937), G. Manolescu

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, NR . 2, P. 179–186, BUCUREŞTI, 1975

(1937 *a*) consideră seria clastică afectată de granite, atribuindu-i astfel o vîrstă antegranitică, dar tot hercinică.

Într-o lucrare ulterioară, prezentată în 1936, G. Manolescu (1937 *b*) își extinde concluziile asupra unei regiuni mult mai largi, cuprinzînd estul Podișului Mehedinți, Culmea Cernei, munții Vîlcan și Parîng și partea de sud-est a Munților Retezat. Referitor la seria clastică (din care sînt însă scoase conglomeratele laminate, pentru a fi atribuite infrageticului), textul este mai puțin important, reluînd fidel ideile expuse în teza de doctorat, dar harta geologică la scara 1 : 300 000 este deosebit de interesantă, figurînd o largă zonă de dezvoltare a acestei serii, de la sud de Muntele Oslea, prin nordul Munților Vîlcan, pînă în valea Jiețului (Munții Parîng), precum și în partea de sud-est a Munților Retezat. În Munții Vîlcan, în cadrul seriei clastice apar figurate zone ovale de amfibolite în vîrful Șigleu Mare, valea Balomirului, vîrful Straja și la nord de vîrful Drăgoiul; la est de acesta seria clastică dispare, cu excepția unor mici fîșii din valea Jiului și valea Jiețului, interpuse între amfibolite și infragetic.

În teza sa de doctorat, referitoare la regiunea centrală și de sud-est a Munților Retezat, L. Pavelescu (1953) introduce noțiunile de serie de Drăgșan și formațiune de Tulișa. Seria de Drăgșan este alcătuită dintr-un complex amfibolitic și un complex sericito-cloritos, figurat în legenda hărții geologice publicată ceva mai tîrziu (L. Pavelescu, 1958), deasupra celui amfibolic. În lucrări ulterioare (L. Pavelescu și Maria Pavelescu, 1962 *a*, 1962 *b*, 1964, 1970; L. Pavelescu și colab., 1964), această terminologie este aplicată și în Culmea Cernei, Munții Vîlcan și Munții Parîng, în care este descrisă o serie de Drăgșan, alcătuită dintr-un complex inferior amfibolitic și unul superior clorito-sericitos. Din punct de vedere cartografic, în linii mari, ceea ce este atribuit complexului amfibolitic corespunde cu complexul amfibolitelor al lui G. Manolescu (1937 *a*, 1937 *b*), iar ceea ce este considerat complex clorito-sericitos se suprapune cu seria clastică a lui Manolescu; formațiunea de Tulișa este echivalentul părții inferioare a complexului infragetic (seria sedimentară inferioară) din harta lui G. Manolescu (1937 *b*).

Versantul nordic al Munților Vîlcan este cartografiat și de I. Solomon (1964 — 1968)[1], care separă un complex amfibolitic, atribuit seriei de Drăgșan, ce aflorează la nord de Muntele Oslea, pe Șigleul Mare și ca lentile ovale pe principalii afluenți drepți ai Jiului de est, acoperit de o serie „de Lainici — Păiuș", ce îmbracă un facies sedimentogen-magmatogen în partea nordică și unul sedimentogen-detritogen la sud de o linie ce corespunde aproximativ cu creasta principală a Munților Vîlcan. Importantele zone de amfibolite din vîrful Straja și defileul Jiului sînt astfel separate de seria de Drăgșan, fiind considerate facies nordic sedimentogen-magmatogen al seriei de Lainci — Păiuș.

Studiind mineralogia și petrografia amfibolitelor din defileul Jiului, L. Anton (1973)[2] revine însă la schema propusă de L. Pavelescu și colab. (1964), încadrîndu-le în complexul inferior amfibolitic al seriei de Drăgșan.

---

[1] Solomon I., rapoarte geologice asupra versantului nordic al Munților Vîlcan, 1964 1965, 1966, 1967, 1968, arh. I.G.P.S.M.S., București.

[2] Anton L., *Studiul geologic și petrografic al amfibolitelor seriei de Drăgșan, zona defileului Jiului* (1973), arh. I. G.G., București.

Lăsînd de-o parte formaţiunile slab metamorfozate paleozoice, în momentul de faţă se cer a fi lămurite problemele legate de stratigrafia formaţiunilor cristalofiliene din autohtonul Munţilor Vîlcan, şi anume numărul lor, extinderea lor, vîrsta lor şi relaţiile lor reciproce, precum şi numărul, tipul şi vîrsta metamorfismelor suferite. În acest context, clarificarea situaţiei „seriei clastice" (G. Manolescu, 1937 *a*, 1937 *b*), respectiv „complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgşan" (L. Pavelescu şi Maria Pavelescu, 1962 *a*, 1962 *b*, 1964, 1970), are o mare importanţă.

Abordînd această problemă, deosebit de actuală în momentul redactării hărţilor geologice la scara 1 : 50 000 din regiune, am efectuat o serie de profile în zonele cele mai importante în care seria clastică este figurată pe hărţile lui G. Manolescu (1937 *a*, 1937 *b*).

1. Zona de la sud de Muntele Oslea. În această zonă, bine deschisă pe izvoarele Bistriţei, am regăsit structura existentă mai la vest, în Culmea Cernei, şi anume : în nord, amfibolite, gnaise amfibolice, gnaise biotitice, gnaise micacee şi gnaise cuarţo-feldspatice, ce au fost atribuite formaţiunii de Drăgşan (L. Pavelescu şi Maria Pavelescu, 1962 *a*; T. Berza şi Antoneta Seghedi, 1974 *a*), un dyke dioritic, puternic laminat, instalat pe planul de falie ce aduce în contact tectonic formaţiunile de Drăgşan şi Lainici — Păiuş (T. Berza şi Antoneta Seghedi, 1974 *b*), la sud de care apar calcare cristaline cu silicaţi, gnaise biotitice, cuarţite feldspatice şi cuarţite din formaţiunea de Lainci — Păiuş, străbătute de migmatite şi filoane microdioritice laminate, asemănătoare cu dyke-ul de pe planul de falie.

2. În zona Şigleul Mare — valea Balomirului, G. Manolescu (1937 *b*) figurează amfibolite în vîrful Şigleul Mare şi pe valea Balomirului, înconjurate de serie clastică, ce suportă spre nord, vest şi parţial sud complexul infragetic.

Un profil pe creasta Vîlcanului, de la şaua dintre pîrîul Prislop (afluent drept al Văii de Peşti) şi izvoarele Sohodolului spre vîrful Şigleul Mare, indică trecerea nemijlocită de la formaţiunile paleozoice slab metamorfozate la amfibolite şi gnaise amfibolice sau biotitice. După amfibolitele din vîrful Şigleul Mare, spre est, în şaua dintre acesta şi vîrful Şigleul Mic, sînt bine dezvoltate gnaise micacee, parţial retromorfozate, identice cu acelea pe care le-am separat (T. Berza şi Antoneta Seghedi, 1974 *a*) în Culmea Cernei la partea superioară a formaţiunii de Drăgşan. În vîrful Şigleul Mic se aştern transgresiv cuarţite şi conglomerate paleozoice, de sub care, la est de acest vîrf, apar cuarţitele feldspatice ale formaţiunii de Lainici-Păiuş, intens migmatizate de granitoide leucocrate, bine deschise şi pe cursul superior al văii Balomirului. La nord de confluenţa cu primul afluent drept, pe această vale se dezvoltă gnaisele amfibolice şi amfibolitele formaţiunii de Drăgşan, iar în versantul stîng al văii am observat trecerea nemijlocită de la aceste roci la calcarele din baza formaţiunii paleozoice.

3. Zona valea Baleia — vîrful Straja. În această zonă, G. Manolescu (1937 *a*) cartografiază serie clastică, cu un nucleu de amfibolite în vîrful Straja, înconjurată spre nord, est şi sud de infragetic.

Pe valea Baleia am constatat existenţa gnaiselor amfibolice şi a amfibolitelor formaţiunii de Drăgşan, ce apar direct, atît în aval cît şi în amonte, de sub formaţiunea paleozoică. Aceeaşi situaţie este şi la est de vîrful

Straja, unde se trece nemijlocit de la calcarele microcristaline paleozoice la gnaise amfibolice şi amfibolite, ce pot fi urmărite peste vîrfurile Straja şi Mutu pînă la cabana Straja, de unde se dezvoltă şi spre nord, dispărînd sub formaţiunea paleozoică din sudul Bazinului Petroşani. Pe clina sudică a Muntelui Straja, peste amfibolitele cu cădere sudică, sînt bine dezvoltate gnaisele micacee de la partea superioară a formaţiunii de Drăgşan.

4.Zona vîrful Dumitra — vîrful Drăgoiul este deosebit de importantă, deoarece G. M a n o l e s c u (1937 *a*) consideră că pe creasta vîrful Dumitra — vîrful Drăgoiul — vîrful Cîndet se poate observa o discordanţă între amfibolite, ce cad spre sud-est, şi seria clastică, ce înclină spre nord-vest. Aici, la obîrşia văii Merişoara, am constatat aceeaşi trecere nemijlocită de la calcarele paleozoice la gnaisele amfibolice şi amfibolitele formaţiunii de Drăgşan, cu cădere sud-estică. Mai la nord, poziţiile figurate de G. M a n o l e s c u (1937 *a*) NE—SV/NV sînt reale, fiind măsurate pe flancul nordic al anticlinalului formaţiunii de Drăgşan (L. P a v e l e s c u şi colab., 1964), dar acest lucru nu indică o discordanţă unghiulară. Pe flancul sudic al anticlinalului, la sud de vîrful Dumitra, sînt puternic dezvoltate gnaisele micacee de la partea superioară a formaţiunii de Drăgşan, intens laminate şi retromorfozate în apropierea faliei Lainici-Păiuş — Drăgşan.

5. Pe valea Jiului, la intrarea nordică în defileu, de sub filitele grafitoase paleozoice aflorează gnaise amfibolice retromorfozate pe cîteva sute de metri, apoi gnaise amfibolice, gnaise biotitice şi amfibolite, tot mai puţin retromorfozate cu cît se merge în aval. Un afloriment, situat la circa 500 m amonte de confluenţa cu Pîrîul Izvorului, este alcătuit din gnaise biotitice şi amfibolice, uneori rubanate, uşor retromorfozate, cu oceli feldspatici, milimetrici pînă la 2—3 cm, ce pot fi confundaţi cu elemente ale unui conglomerat.

Aceste observaţii pot fi astfel rezumate :

— versantul nordic al Munţilor Vîlcan, zona clasică pentru seria clastică, este alcătuit dintr-o singură formaţiune cristalofiliană, în care predomină gnaisele amfibolice, dar sînt frecvente intercalaţiile de amfibolite, gnaise biotitice, gnaise micacee şi gnaise cuarţo-feldspatice ;

— atît în zonele adiacente formaţiunilor paleozoice, cît şi în apropierea faliei Lainici-Păiuş — Drăgşan, aceste roci sînt intens retromorfozate, frecvent atingînd parageneze şi aspecte caracteristice faciesului şisturilor verzi ;

— în cadrul acestei formaţiuni este dezvoltat un anticlinal, pe al cărui flanc sudic se regăsesc gnaisele micacee ce formează în Culmea Cernei un complex superior amfibolitelor ;

— spre sud, limita cu formaţiunea de Lainici-Păiuş este tectonică, pe planul de falie fiind instalat un dyke dioritic, laminat puternic de ultimele mişcări disjunctive ;

— formaţiunile paleozoice se dispun discordant atît peste formaţiunea de Lainici-Păiuş, cît şi peste cea de Drăgşan ; în sinclinalul de la est de vîrful Straja ele traversează oblic ambele formaţiuni, indicînd astfel vîrsta anterioară a faliei Lainici-Păiuş — Drăgşan.

Ţinînd cont de aceste fapte, propunem renunţarea la noţiunea de „serie clastică" (G. M a n o l e s c u, 1937 *a*), precum şi la deosebirea în cadrul formaţiunii de Drăgşan a unui complex inferior amfibolitic şi a unui complex superior clorito-sericitos (L. P a v e l e s c u şi M a r i a P a v e l e s c u, 1962 *a*, 1962 *b*, 1964, 1970). Menţinerea denumirii de formaţiune

„de Drăgşan" pentru formaţiunea dominant amfibolitică din Culmea Cernei şi nordul munţilor Vîlcan şi Parîng este justificată de larga sa circulaţie din ultimii douăzeci de ani. În acest caz, în cadrul formaţiunii de Drăgşan din Culmea Cernei şi Munţii Vîlcan deosebim, pe baze stratigrafice, un puternic complex amfibolitic şi un complex de gnaise micacee, superior şi mult mai subţire.

Revenind la lucrările lui G. Manolescu (1937 *a*, 1937 *b*), trebuie remarcat faptul că autorul a întrevăzut şi posibilitatea sincronismului şi unităţii genetice dintre amfibolite şi şisturile cristaline atribuite seriei clastice, toate provenind din roci bazice intruzive, efuzive, sau tufacee, intim asociate cu material sedimentar, dar a preferat din păcate ideea remanierii amfibolilor din amfibolite, considerate simple diorite şi gabbrouri metamorfozate, în „şisturile amfibolitice" ale seriei clastice. Acest proces este însă extrem de improbabil, ţinînd cont de imposibilitatea transferării unui mineral uşor alterabil în condiţiile eroziunii, sedimentării şi diagenezei, în cantităţile cerute de abundenţa „şisturilor amfibolice", ce sînt de fapt gnaise amfibolice, eventual retomorfozate într-o măsură mai mică sau mai mare. El a fost probabil imaginat de G. Manolescu (1937 *a*) pentru a evita recunoaşterea gradului metamorfic relativ avansat al acestor roci, în contradicţie cu ideile vremii, ce postulau pentru formaţiunile cristalofiliene ale autohtonului (grupul II al lui Mrazec) un metamorfism de epizonă.

Formaţiunea de Drăgşan este însă polimetamorfică, caracter remarcat chiar de la început de L. Pavelescu (1953), ce consideră că un prim metamorfism regional în condiţii de mezozonă este în parte mascat de o puternică diaftoreză, legată de mişcările de ridicare a masivelor granodioritice.

Amploarea deosebită a fenomenelor de retromorfism în fundamentul cristalin al autohtonului din munţii Vîlcan şi Parîng a fost subliniată de H. Savu (1970, 1972), ce deosebeşte în cadrul formaţiunii de Lainici-Păiuş un autoretromorfism ce are loc la sfîrşitul fazei progresive (baicaliene) şi un alloretromorfism hercinic, ce reprezintă efectul în infrastructură al epimetamorfismului progresiv al suprastructurii paleozoice.

Pe baza observaţiilor personale şi a datelor din literatură, considerăm că evoluţia formaţiunii de Drăgşan a fost următoarea :

— un metamorfism regional de tip barrowian, la nivelul faciesului amfibolitelor, subfaciesul staurolit-almandin (H. G. F. Winkler, 1966), justificat de generalitatea paragenezei relicte andezin + hornblendă (G. Paliuc, 1937; L. Pavelescu şi Maria Pavelescu, 1962 *a*; L. Anton, 1973[3]; T. Berza şi Antoneta Seghedi, 1974 *a*), precum şi de identificarea staurolitului (Viorica Iancu, 1974) şi a paragenezei staurolit + disten (T. Berza şi Antoneta Seghedi, 1974 *a*).

— un metamorfism de contact exercitat de masivele granitoide de Retezat, Buta (L. Pavelescu, 1953), Cerna (G. Manolescu, 1937 *b*; I. Bercia şi Elvira Bercia[4], 1963; Viorica Iancu,

[3] *Op. cit.*, pct. 2.

[4] Bercia I. şi Bercia Elvira (1963), *Cartări şi revizuiri în regiunea cristalinului getic din Godeanu şi a autohtonului de la est de valea Cernei*, arh. I. G.G., Bucureşti.

1974) şi Parîng (G. Paliuc, 1937). Datorită stabilităţii paragenezelor formate anterior în cadrul amfibolitelor, acest metamorfism este greu observabil, cu excepţia intercalaţiilor metapelitice din Munţii Parîng, în care Paliuc descrie corneene cu biotit, muscovit, sillimanit şi granat. Aceste masive au însă şi o puternică activitate migmatică asupra formaţiunii de Drăgşan, local evidenţiindu-se şi un metasomatism al borului (G. Paliuc, 1937);

— un retromorfism dinamic legat de mişcările ce au adus în contact tectonic formaţiunea de Drăgşan cu formaţiunea de Lainici—Păiuş, deosebit de evident în vecinătatea acestei falii;

— un retromorfism regional, ce reprezintă efectul în infrastructură al epimetamorfismului progresiv al suprastructurii paleozoice (H. Savu, 1970, 1972), remarcabil îndeosebi în zonele apropiate de limita cu paleozoicul. În cazul în care vor putea fi dovedite discontinuităţi metamorfice în cadrul formaţiunilor paleozoice, este logic de dedus că fiecărei faze metamorfice paleozoice îi corespunde un moment de retromorfism în infrastructură, dar individualizarea acestor faze pe baze structurale sau prin analiza paragenezelor din formaţiunea de Drăgşan pare improbabilă.

Vîrsta acestor metamorfisme este greu de stabilit cu precizie în momentul de faţă. Pe baza unor corelări regionale cu formaţiuni datate paleontologic (I. Stănoiu, 1972; C. Micu şi C. Paraschivescu, 1970), cu schemele de orizontare stratigrafică a paleozoicului (S. Năstăseanu, 1973; I. Stănoiu, 1972), sau cu datele de vîrstă model K/Ar obţinute în autohtonul Carpaţilor Meridionali (M. Soroiu şi colab., 1970; Silvia Mînzatu şi colab., 1974), considerăm că metamorfismul regional în faciesul amfibolitelor şi intruziunea masivelor granitoide se datoresc orogenezei cadomiene, că retromorfismul dinamic legat de falia Lainici—Păiuş — Drăgşan are loc în intervalul cuprins între punerea în loc a granitoidelor şi începutul silurianului, iar fazele de retromorfism paleozoice se datoresc orogenezei hercinice, eventual şi caledoniene.

THE "CLASTIC SERIES" AND SOME STRATIGRAPHY AND METAMORPHISM PROBLEMS OF THE CRYSTALLINES FORMATIONS OF THE EXTERNAL PART OF THE DANUBIAN AUTOCHTHON (SOUTHERN CARPATHIANS)

ABSTRACT

In the external part of the Danubian autochthon from the Southern Carpathians, G. Manolescu (1937 a, 1937 b) defines an amphibolite complex, overlain by the "clastic series", which is composed of green schists and amphibolitic schists, overlain in its turn by low-metamorphic or non-metamorphic deposits of paleozoic or mesozoic age. In several papers, L. Pavelescu maintains this division, describing in the quoted region a Drăgşan series, having an inferior amphibolitic complex and a superior chlorito-sericitic complex.

Our observations point out that the northern slope of the Vîlcan Mountains, the classic zone for the clastic series, is made up of a single metamorphic formation, mainly amphibolitic, strongly affected by diaphtoresis both in the vicinity of the fault that separates it from the Lainici—Păiuş formation and the neighbouring zones of paleozoic formations. An anticline is developed inside this formation, and on its southern limb the micaceous gneisses reappear building up to the west a complex superior to the amphibolites.

Taking these facts into account, we advance the idea to renounce to the term of "clastic series" (G. Manolescu, 1937 a) and to the distinction inside the Drăgşan formation of an inferior amphibolitic complex and a superior chlorito-sericitic one (L. Pavelescu and Maria Pavelescu, 1962 a, 1962 b, 1964, 1970). The conservation of the term "Drăgşan formation" for the mainly amphibolitic formation from the Culmea Cernei and the north of the Vîlcan and Parîng Mountains is justified by its wide circulation in the last two decades. In this case, inside the Drăgşan formation found in the Culmea Cernei and the Vîlcan Mountains, we distinguish, on a stratigraphic basis, a strong amphibolitic complex, overlain by a much thinner complex of micaceous gneisses.

The Drăgşan formation is polymetamorphic, a regional metamorphism in the staurolite-almandine subfacies being followed by a contact metamorphism around the granitoid batholiths and several retrogressive events.

BIBLIOGRAFIE

Berza T., Antoneta Seghedi (1975 *a*), *Asupra prezenţei distenului în complexul amfibolitic al seriei de Drăgşan din bazinul Motrului (Carpaţii Meridionali)*, D. S. Inst. geol., **LXI**/1.

— (1975 *b*), *Complexul filonian presilurian din bazinul Motrului (Carpaţii Meridionali)*, D. S. Inst. geol., **LXI**/1.

Ghika-Budeşti Şt. (1934), *Etudes géologiques et pétrographiques dans les Munţii Lotrului (Carpates méridionales, Roumanie)*, An. Inst. geol., **XVI**.

Iancu Viorica (1974), *Consideraţii privind geologia formaţiunilor metamorfice şi a rocilor granitoide asociate din zona Vîrful lui Stan — pîrîul Paltinului (Munţii Cernei)*, D. S. Inst. geol., **LX**.

Manolescu G. (1937 *a*), *Etude géologique et pétrographique dans les Munţii Vulcan (Carpates Méridionales, Roumanie)*, An. Inst. geol., **XVIII**.

— (1937 *b*), *Studiu geologic şi petrografic al regiunii Văii Jiului*, Acad. Roum., Mem. Sect. Sci., Serie III, **XII**, *6*.

Micu C., Paraschivescu C. (1970), *Contribuţii la cunoaşterea părţii de nord a Munţilor Retezat, între Rîul Alb — rîul Nucşoara, cu privire specială asupra ivirilor de talc*, D. S. Inst. geol., **LVI**/2.

Mînzatu Silvia, Lemne Maria, Vîjdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ioncică Magdalena, Tiepac I. (1975), *Date geocronologice obţinute pentru formaţiuni cristalofiliene şi masive eruptive din România*, D. S. Inst. geol., **LXI**/1.

Murgoci G. (1905), *Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Karpathes méridionales*, C. R. Acad. Paris.

Năstăseanu S. (1973), *Notă preliminară privind paleozoicul anchimetamorfic (Formaţiunea de Oslea) din Carpaţii Meridionali*, D. S. Inst. geol., **LIX**/4.

Paliuc G. (1937), *Etude géologique et pétrographique du massif du Parâng et des Munţii Cimpii (Carpates Méridionales)*, An. Inst. geol., **XVIII**.

Pavelescu L. (1953), *Studiul geologic şi petrografic al regiunii centrale şi de sud-est a Munţilor Retezatului*, An. Inst. geol., **XXV**.

PAVELESCU L., (1958), *Etude géologique et pétrographique de la région centrale et de SE des Monts Retezat*, An. Inst. geol. **XXIII, XXIV** (rezumate).

PAVELESCU L., PAVELESCU MARIA (1962 *a*), *Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Cloşani — Muntele Oslea*, D. S. Inst. geol., **XLVIII**.

— (1962 *b*), *Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Tismana — V. Bistriţa*. D. S. Inst. geol., **XLVIII**.

— (1964), *Geologia şi petrografia văii Jiului Românesc între Oslea şi Petroşeni*, An. Inst. geol., **XXIII**.

(1970), *Cercetări geologice şi petrografice în zona mediană a Carpaţilor Meridionali*, An. Inst. geol., **XXXVIII**.

PAVELESCU L., PAVELESCU MARIA, BERCIA I., BERCIA ELVIRA (1964), *Cercetări petrografice şi structurale în defileul Jiului între Bumbeşti şi Iscroni*, D. S. Inst. geol., **L**/1.

SAVU H. (1970), *Structura plutonului granitoid de Suşiţa şi relaţiile sale cu formaţiunile autohtonului danubian (Carpaţii Meridionali)*, D. S. Inst. geol., **LVI**/5.

— (1972), *Relaţia de timp şi spaţiu dintre cutarea seriei de Lainici-Păiuş şi intruziunea granitoidelor tardeorogene din regiunea Cărpiniş—Novaci (Munţii Parâng)*, D. S. Inst. geol., **LVIII**/5.

SOROIU M., POPESCU G., GHERASI N., ARSENESCU V., ZIMMERMANN P. (1970), *K—Ar Dating by Neutron Activation of some Igneous and Metamorphic Rocks from the Southern Branch of the Romanian Carpathians*, Ecl. Geol. Helv., **63**, *1*.

STĂNOIU I. (1972), *Încercare de reconstituire a succesiunii paleozoicului din partea externă a autohtonului danubian, cu privire specială asupra regiunii de la obîrşia văii Motru (Carpaţii Meridionali)*, D. S. Inst. geol., **LVIII**/4.

STRECKEISEN A. (1930), *Observaţiuni geologice în Carpaţii Meridionali între Valea Oltului şi Valea Jiului*, D. S. Inst. geol., **XVII**.

WINKLER H. G. F. (1966), *La genèse des roches métamorphiques*, Edit. Ophrys, Paris.

Primit în redacţie la 21 octombrie 1974

Institutul de geologie şi geofizică

CONSIDERAȚII ASUPRA GEOLOGIEI ȘI PETROGRAFIEI NECKULUI RIODACITIC DE LA VALEA CHIOARULUI (JUD. MARAMUREȘ)

DE

I. KALMÁR

Amintită de K. Hauer și G. Stache (1963), cartată de K. v. Hofmann (1886), descrisă de F. Szentes (1950), analizată de R. Grengg (1920, 1940), ivirea de roci bentonitizate de la sudul localității Valea Chioarului a fost considerată multă vreme un strat de tuf argilizat. M. Chiriac[1] este primul care arată că este vorba de un corp eruptiv riodacitic. I. Mârza și N. Ghergariu (1967) semnează un studiu mineralogic al bentonitei, iar autorul prezentei note [2,3] discută relațiile acestuia cu rocile înconjurătoare și vîrsta lui.

1. GEOLOGIA REGIUNII

Neckul eruptiv de la Valea Chioarului se întinde pe o lungime de circa 1 km, între valea Olăriței și versantul nordic al văii Untului, afluenți minori ai Bîrsăului.

Din punct de vedere morfologic ne găsim în Culoarul Chioarului, depresiune intens tectonizată, situată între masivele cristaline Țicău (vest) și Preluca (est).

În sectorul de apariție a neckului riodacitic aflorează depozite sedimentare cretacic superioare, paleogene și neogene (pl. III). Autorul a efectuat observații mai amănunțite asupra depozitelor cretacic superioare, asupra seriei vărgate inferioare și asupra depozitelor de vîrstă badeniană.

1.1. *Cretacicul superior* formează un mic brahianticlinal orientat nord—sud, fiind constituit din roci marno-nisipoase de culoare cenușie deschisă. Marnele sînt roci fine, foioase, cu spărtură așchioasă; participă cu circa 10% în constituția depozitelor cretacic superioare. La microscop, într-o masă aparent omogenă, carbonatică-argiloasă, foarte fină, apar paiete de mice albe și rare granule de cuarț.

Siltitele formează peste 50% din masa rocilor cretacice. Sînt roci fine, macroscopic omogene, stratificate, cu spărtură neregulată. La microscop apar constituite din fragmente angulare de cuarț (<0,1 mm) și din paiete fine de mică albă. Sporadic apar foițe de clorit autigen, pulbere limonitică, fragmente cărbunoase. Masa fundamentală este marnoasă,

---

[1] Chiriac M. (1952), *Raport economic preliminar asupra regiunii Răstoci-Valea Morii (Șomcuța Mare)*; Chiriac M. (1952), *Raportul preliminar asupra zăcămîntului de bentonit de la Valea Chioarului, regiunea Baia Mare*, arh. Inst. geol.- geofiz., București.

[2] Kalmár I., Ionescu Doina-Orania (1969), *Prospecțiuni geologice pentru pegmatite feldspatice și micacee în Munții Lăpușului, zona Remecioara și Munții Țicăului (jud. Maramureș și Sălaj)*, arh. M.P.P.G., București.

[3] Kalmár I. (1973), *Stratigrafia cristalinului din insulele Inău, Preluca și Țicău*, teză de doctorat, I.P.G.G., Catedra de mineralogie.

aparent omogenă, umplînd spaţiile dintre granulele componente (pl. I, fig. 1).

Gresiile fine formează bancuri decimetrice în masa siltitelor şi a marnelor. Sînt roci cu granulaţie fină spre mijlocie, aspre la pipăit, cu spărtură colţuroasă sau dreaptă în lungul unor diaclaze adesea umplute cu calcit alb. La microscop apar granule de cuarţ angulare şi subangulare, evident metamorfogene (distribuţia statistică a valorii unghiulare a

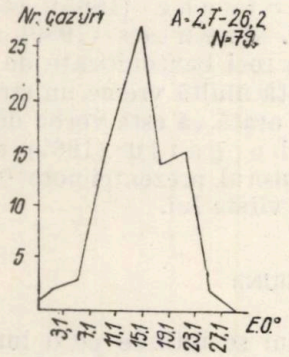


Fig. 1. — Distribuţia statistică a mărimii unghiulare a extincţiei ondulatorii pentru cuarţul din gresiile cretacic superioare.

extincţiei ondulatorii prezintă analogii cu cea a cuarţului din seria de Preluca, fig. 1), fragmente de cuarţite, foiţe de muscovit illitizat marginal, rare granule intens alterate de plagioclaz acid (circa 10% An), sporadice foiţe complet cloritizate de biotit (pennin), fragmente cărbunoase, într-o masă fundamentală marnoasă-calcaroasă, fin granulară, care joacă rol de ciment bazal (pl. I, fig. 2). Granulometric, gresiile cretacic inferioare se încadrează în categoria gresiilor fine şi a gresiilor mijlocii, iar din punctul de vedere al maturităţii, dată fiind prezenţa feldspaţilor plagioclazi acizi şi a biotitului cloritizat, sînt sedimente imature.

Analiza chimică (tabelul nr. 1) a unui siltit marnos permite încadrarea acestuia în cîmpul „marnelor (nisipoase)" din diagrama ternară Vişneakov (după L. B. Ruhin, 1966). Eşantioanele analizate microscopic se încadrează în cîmpurile „argilă" (1), „aleurit argilos-nisipos" (2) şi „nisip aleurito-argilos" (3) al diagramei ternare a lui Pustovalov (după L. B. Ruhin, 1966) (fig. 2).

Tabelul nr. 1

Analiza chimică* a unui siltit marnos cretacic superior de la Valea Chioarului

SiO_2	28,30
Al_2O_3	12,20
Fe_2O_3	0,82
FeO	1,32
MgO	7,15
CaO	19,96
Na_2O	0,70
K_2O	3,20
TiO_2	0,10
S	0,32
P_2O_5	0,25
CO_2	14,54
$H_2O^{+105°}$	10,06
C org	0,81
Cl	0,12
SO_4	0,15
Total	100,00

*Analiza executată în laboratoarele I.P.C.M.N.R. — Baia Mare.

Conţinutul mic de S din buletinul de analiză explică parţial culoarea cenuşie deschisă a rocilor cretacice; raportul Fe^{2+} / Fe^{3+} proiectat în diagrama lui Tomlinson indică de asemenea predominarea tonurilor cenuşii-verzui caracteristice mediilor slab reducătoare.

Analiza termică diferenţială a unei marne cretacice indică prezenţa calcitului, a illitului, a cloritului şi a caolinitului.

Analiza roentgen (difractometrie) indică prezența, în fracțiunea argiloasă, a illitului, subordonat a cloritului și a caolinitului, alături de cuarț și calcit.

Rezultă că rocile cretacic superioare (coniaciene după I. Dumitrescu, 1957) sînt depozite de ape de adîncime moderată, nu prea îndepărtate de uscatul constituit din șisturile cristaline, cu circulația oxigenului puțin activă; judecînd după fauna de echinide și de inocerami

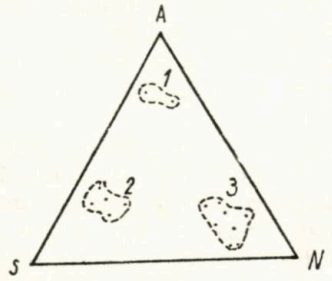


Fig. 2. — Diagrama ternară argilă (*A*) — aleurit (*S*) — nisip (*N*) (după Pustovalov, în L. B. Ruhin, 1966).

citați de Chiriac, salinitatea pare să fi fost normală, iar temperatura nu prea ridicată. Pe baza relațiilor marginale dintre minerale se poate afirma că litificarea a comportat o fază singenetică, de alterație subacvatică, în special a biotitului, de illitizare a muscovitului și probabil de continuare a alterării feldspaților, și una diagenetică, de cristalizare a carbonatului de calciu.

1.2. *Seria vărgată inferioară.* Prin intermediul unei suprafețe de discordanță, bine vizibilă în cariera de „steril" (fig. 3) din incinta exploatării miniere, se trece la termenul următor al succesiunii stratigrafice, de culoare roșie-bariolată, constituită din depozite psamo-psefitice slab sau deloc stratificate.

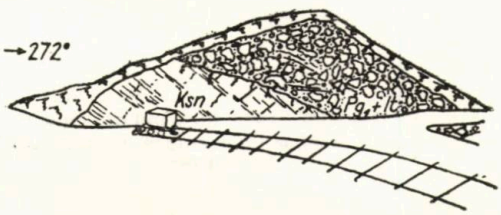


Fig. 3. — Discordanță unghiulară între depozitele cretacic superioare (*Ksn*) și seria vărgată ($Pg_1 + lt$) în cariera de „steril" din incinta minei Valea Chioarului.

Depozitele încep printr-un nivel de brecii poligene, de cîțiva zeci de metri, uneori adevărate „brecii de surpare și de alunecare", după N. B. Vassoevici (1958), cu elemente mari (100 ... 1 000 mm) alături de fragmente mai mici, în liant nisipos-argilos. Elementele de psefite au fețe cu muchii ascuțite, prezintă urme slabe de rulare, mai degrabă de tîrîre, dar sînt prezenți și galeții rulați (în special de cuarțite).

Elementele de psefite sînt reprezentate în exclusivitate prin roci cristaline: cuarțite, cuarțite grafitoase, cuarțite micacee, șisturi cuarțitice, paragnaise, gnaise feldspatice, micașisturi cuarțoase, șisturi amfibolice.

Atît sub raportul constituției mineralogice, cît și sub cel al distribuției statistice a mărimii unghiulare a extincției ondulatorii a cuarțului, rocile cristaline sînt identice cu cele din seria de Someș, așa cum apare în partea de vest a Prelucii și în Masivul Țicău (pl. I, fig. 3, 4).

Toate fragmentele au suferit o alteraţie hipergenă foarte puternică, tradusă prin feroxidări, argilizări şi cloritizări ale biotitului. În acest sens se observă o gradare a fenomenului de la centrul galetului spre periferia lui : de la o cloritizare moderată se trece la levigarea, decolorarea cloritului, rezultînd o masă fin solzoasă, incoloră, probabil de natură illitică.

Al doilea orizont este considerabil mai gros (circa 300 m în sectorul cercetat), fiind reprezentat printr-o alternanţă de roci argilo-nisipoase şi de pietrişuri, din ce în ce mai mărunte, mai bine rulate şi cu o participare din ce în ce mai redusă.

Stratificaţia este de asemenea din ce în ce mai evidentă, deşi adesea se revine la dispoziţia încrucişată a stratelor, în special în cazul rocilor mai grosiere.

Componenta argiloasă, reprezentînd 10—50% din masa rocii, se prezintă la microscop ca o masă aparent omogenă, tulbure, de culoare cărămizie murdară, pe alocuri mai deschisă. Analiza termică diferenţială evidenţiază prezenţa illitului, a caolinitului şi a oxizilor şi hidroxizilor liberi de Fe^{3+} şi Al. Analiza roentgen (difractometria), mult îngreunată de prezenţa coloizilor de hidroxizi de fier, indică prezenţa caolinitului, a illitului, a nontronitului, a cloritului (pennin) ; sînt de asemenea prezente hidrohematitul, hematitul, goethitul şi diasporul în cantităţi reduse, alături de cuarţ, muscovit şi de mici cantităţi de calcit.

În fracţiunea nisipoasă, şi anume în cazul unei gresii argiloase moi, am observat transformarea paietelor de muscovit în lungul planelor de clivaj în minerale argiloase („löwellieritizare") şi coroziunea puternică a granulelor de cuarţ.

Prezenţa oxizilor şi a hidroxizilor liberi de Fe^{3+} şi Al, alterarea micelor albe, coroziunea granulelor de cuarţ, absenţa din fracţiunile psamitice a feldspaţilor şi a biotitului conferă depozitelor un caracter de maturitate,

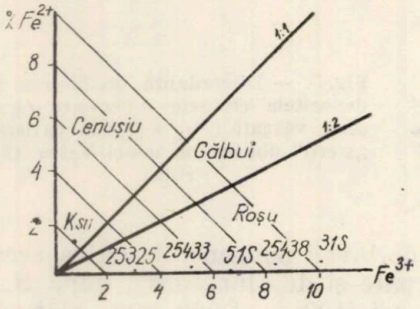


Fig. 4. — Diagrama Tomlinson (în L. B. Ruhin, 1966) ilustrînd dependenţa culorii rocilor sedimentare de raportul Fe^{2+}/Fe^{3+}.

ele fiind formate pe seama unei scoarţe vechi de alteraţie, aşa cum am subliniat şi în altă parte (I. Kalmár, 1969).

Culoarea roşie, dată şi de raportul Fe^{3+}/Fe^{2+} din figura 4 este caracteristică „oxidatelor" formate sub o climă aridă, în mediu continental (L. B. Ruhin, 1966).

Gradul redus de rulare pune problema unui transport torenţial, la început spre nişte simple adînciturі ale reliefului şi la urmă, odată cu scufundarea unei porţiuni a Platformei Someşene, în apele unui bazin de apă puţin adînc, puternic aerat şi agitat, fără o faună de fund care să se fi conservat.

1.3. *Seria marină inferioară.* În sud-vestul sectorului nostru, la sud de satul Duruşa, apare reprezentată prin bancul cu *Nummulites perforatus*, suportînd un banc de gresii cu foraminifere şi spat de echinide.

1.4. *Stratele de Ştejerea* sînt reprezentate prin nisipuri şi pietrişuri cuarţoase cu intercalaţii de argile şi marne roşii-bariolate.

1.5. *Seria calcaroasă* apare sub forma unor petice de calcare cu *Vulsella* şi spat de echinide în vîrful dealului Duruşa.

1.6. *Stratele de Curtuiuş*, reprezentate prin marne cenuşii cu gresii friabile fine, cărbunoase, apar pe suprafeţe restrînse la vest de Duruşa.

1.7. *Tortonianul (badenianul)* este prezent atît la sud cît şi la vest de sectorul cercetat, fiind constituit din două orizonturi distincte :

— un orizont bazal marnos cu numeroase lentile de brecii poligene, ce devin preponderente în Culoarul Chioarului, atribuite de Gh. Mărgărit şi Maria Mărgărit (1970) tortonianului inferior ;

— un complex de tufuri, tufite (de natură riodacitică), nisipuri tufacee cu briozoare, gresii şi calcare cu *Lithothamnium* şi pectinide.

Analiza paleontologică a acestui complex, efectuată într-un sector situat la vest de zona cercetată de noi, de către Emilia Saulea şi Aurelia Bărbulescu (1957), permite datarea lui ca avînd vîrsta tortonian superioară ; V. Ghiurca[4] le consideră, pe baza unor date faunistice şi litostratigrafice, ca tortoniene inferioare. În sectorul sudic al Culoarului Chioarului este prezent nivelul inferior de tufuri riodacitice separate de autorul citat sub denumirea de „tuf de Benesat — Valea Chioarului", echivalent, după domnia sa, tufului de Dej.

Indiferent de opiniile cercetătorilor citaţi, datele de teren permit separarea unui moment continental-lacustru ce precede transgresiunea tortoniană. În brecia sedimentară de pe valea Bancului (com. Valea Chioarului), dar şi mai la sud, pe teritoriul satului Duruşa, apar, pe lîngă blocuri de roci cristaline identice cu cele din Masivul Ţicău, fragmente de calcare jurasice, gresii cretacic superioare, gresii argiloase roşii din seria vărgată inferioară şi fragmente rotunjite de riodacite şi silexite, dimensiunile ajungînd la un diametru de 10—15 cm.

De asemenea, suprafaţa de eroziune antetortoniană taie oblic stratificaţia argilelor şi gresiilor din seria vărgată inferioară şi „decapitează" peticul de calcare de pe dealul Duruşa. Ivirea de riodacite din vestul dealului Duruşa este şi ea tăiată de această peneplenă antetortoniană.

1.8. *Depozitele cuaternare* : deluviile, terasele de luncă (2 nivele), conurile de dejecţie, alunecările şi depozitele de mlaştini încheie succesiunea stratigrafică.

2. IVIRI DE ROCI RIODACITICE

În afara fragmentelor de riodacite din brecia de la baza tortonianului (badenianului), în zăcămînt secundar, există două iviri de roci riolitice „în situ" :

— un corp înrădăcinat, cu contur eliptic (10 × 30 m), la vest de dealul Duruşa, în stînga potecii ce vine din satul cu acelaşi nume şi coboară în valea Văraiului ;

[4] Ghiurca V. (1970), *Bazinul neogen Baia Mare*, teza de doctorat, Univ. Bucureşti, Catedra de stratigrafie.

— neckul dintre valea Olăriței și versantul stîng al văii Untului, orientat NNV—SSE. Are forma alungită, mai îngustă în partea superioară, înclinată spre NEE cu 55—75°, fiind cunoscută pe o diferență de nivel de circa 150 m în afloriment și în lucrări miniere. Unele foraje executate în scopul conturării zonei bentonitizate au traversat neckul pînă la o adîncime de 200 m fără a ieși din el.

În porțiunea centrală a neckului apare riodacitul relativ puțin transformat hidrotermal, identic ca înfățișare cu riolitul remaniat la baza depozitelor tortoniene.

Roca, de culoare cenușie-albicioasă, are structura porfirică-vitrofirică și textura masivă sau fluidală.

La microscop (pl. II, fig. 1) constituentul principal este sticla acidă ce formează așchii, fire, fragmente alungite, fisurate și alipite între ele, cu un început de devitrificare datorită în special alterației hidrotermale. În afara nodulilor și a pulberii de minerale opace, fragmentele de sticlă conțin microincluziuni de cuarț și paiete de minerale micacee, probabil de illit sau de montmorillonit.

În pasta formată din fragmente de sticlă apar cristale de plagioclaz maclat și zonat (An = 0,5 ... 15%), cristale tabulare de sanidină, granule intens corodate de cuarț fără extincție ondulatorie, cu incluziuni de zircon și tabule idiomorfe de biotit brun-oliv cu aureole de minerale opace și ace fine de sagenit între fețele de clivaj. Apar de asemenea, în culcușul neckului, fragmente de șisturi cristaline (cuarțite și micașisturi cu un diametru de 2—20 mm).

Deși sanidina și biotitul apar în cantități reduse, iar albit oligoclazul predomină în cadrul fenocristalelor, analiza chimică pune în evidență caracterul potasic al rocii proaspete, parametrii Niggli încadrînd-o în tipul de magmă yosemitică din seria calcoalcalină, astfel încît denumirea de „rocă riolitică" pare să fie justificată doar în parte; mai corect este să vorbim de „roci riodacitice" (liparite).

Rocile mai mult sau mai puțin transformate hidrotermal suferă din punct de vedere chimic schimbări în ceea ce privește parametrul *k* și *o*, ceilalți componenți păstrîndu-se în corelație destul de bună astfel, încît, în limita variației $444 > si > 297$, s-a putut trasa dependența parametrilor Niggli de parametrul *si*, vădind o creștere ușoară a alcaliilor și o scădere a celorlalți parametri odată cu creșterea conținutului de silice (fig. 5).

În ceea ce privește raportul *fm/al*, probele analizate se înșiră într-un cîmp eliptic alungit situat între sectorul „semisalic" și „salic" al diagramei, în acord cu participarea redusă de feromagneziene în rocă și cu prezența acestora sub formă de silicat aluminos (biotit). Dealtminteri și calculul normei și al catanormei pune în evidență cantități minime de minerale melanocrate (tabelul nr. 2).

Caracterul subalcalin al rocilor este pus în evidență pe diagrama *alk/al*, unde trei din probele analizate se proiectează între dreptele $al = alk$ și $alk = 2$ al.

Caracterul predominant magnezian al mineralelor melanocrate și deci temperaturile mai scăzute de formare ale biotitului sînt evidențiate atît prin valoarea relativ ridicată a parametrului *mg* (> 0,50 la 4 probe), cît și în diagrama *c/fm* — *mg*. Diagramele $al + alk - fm - c$, $al - alk - fm + c$ și $FeO + Fe_2O_3 - Na_2O + K_2O - Mg$ pun în evidență o grupare

strînsă a valorilor proiectate în cîmpul corespunzător rocilor calcoalcaline acide; diagrama ternară QLM evidențiază plasarea rocilor analizate în categoria riodacitelor.

Caracteristica rocilor analizate, atît a celor proaspete cît și a celor transformate hidrotermal, este dată de un ușor exces de alumină. Ca și în

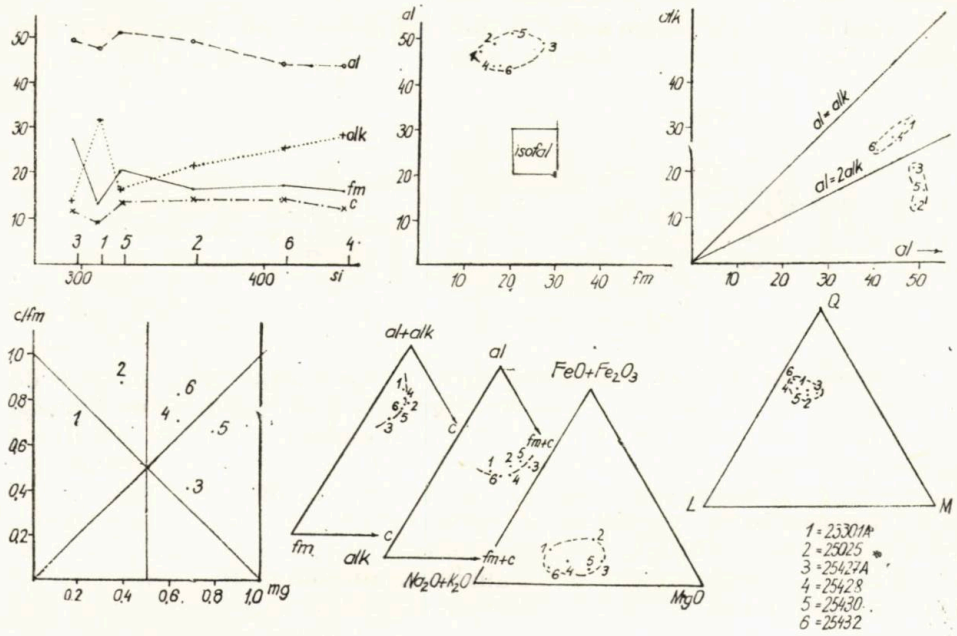


Fig. 5. — Diagrame petrochimice pentru rocile riodacitice de la Valea Chioarului.

Tabelul nr. 2

Conținutul în fier * al unor probe de argile nisipoase din seria vărgată inferioară

Nr. Probei	25 325	25 433	25 438	31 S**	51S**
Locul	drum comunal valea Morii Durușa	galeria transversală + 291	valea Untului	dealul Durușa	valea Olăriței
Fe_2O_3	5,22	3,11	8,27	10,10	6,68
FeO	0,18	0,10	0,32	0,40	0,12

* Analize executate la laboratorul I.G.P. București.

** După Ionită Stan (1959).

cazul magmatitelor din nord-vestul Prelucii (I. Kalmár, Doina Ionescu, 1970), punem aceasta pe seama asimilărilor din rocile străbătute, în special din fundamentul cristalin.

Resturile „nedigerate" de roci cristaline au fost citate încă de F. Szentes (1950) și observate de noi la obîrșia văii Olăriței în masa riodacitului.

3. RELAȚIILE CU ROCILE ÎNCONJURĂTOARE

Observațiile de teren permit să afirmăm că între rocile înconjurătoare reprezentate prin argilele, nisipurile și pietrișurile (bolovănișurile) seriei vărgate și neckul riodacitic au avut loc schimburi de substanțe cu caracter exo- și endometamorfic.

Un loc prielnic pentru astfel de observații se află într-o săpătură de la obîrșia văii Olăriței și în debleul carierei.

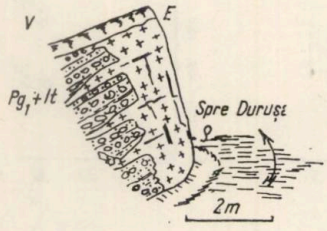


Fig. 6. — Pătrunderea riodacitului (ρ) între stratele de pietrișuri din seria vărgată inferioară ($Pg_1 + lt$). Debleul carierei.

Riodacitul (fig. 6), intens argilizat, se insinuează între stratele de gresii moi și argilele nisipoase, iar între golurile pietrișurilor și pe filonașe orientate NNS—SSV de 2—5 cm se depune o pulbere albă, care, analizată termic și difractometric, s-a dovedit a fi illit foarte bine cristalizat. De asemenea, roca, inițial cărămizie sau vișinie, se pigmentează în roșu intens, inclusiv zonele bariolate cenușii. Pe de altă parte, în masa riodacitică are loc o pigmentare identică, foarte intensă, în lungul fisurilor; pigmentul formează pelicule detașabile care, analizate difractometric, s-au dovedit a fi α — Fe_2O_3 (hematit), absent în restul masei riodacitice.

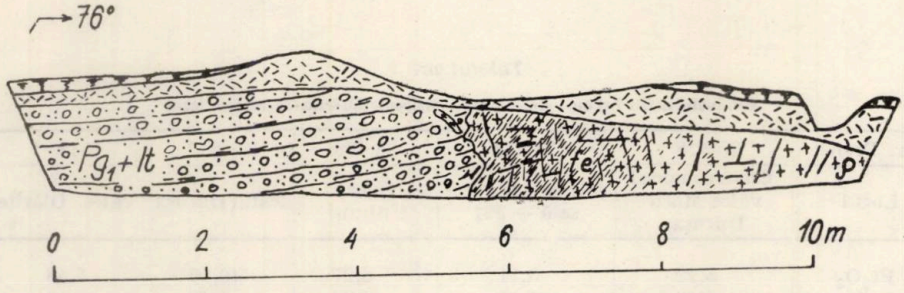


Fig. 7. — Contactul dintre riodacite (ρ) și seria vărgată inferioară ($Pg_1 + lt$) într-o săpătură executată de I. M. Cluj la obîrșia văii Olăriței, Valea Chioarului; *fe*, riodacit intens feroxidat.

Rezultă că exometamorfismul este tradus printr-o illitizare pronunțată și printr-o deshidratare a hidroxizilor de fier, iar endometamorfismul, printr-o asimilare de Fe_2O_3 din rocile înconjurătoare, fenomene posibile în condiții de temperatură și presiune apropiate punctului critic al apei (fig. 7) (după C. Waine-Burnham, 1962).

4. TRANSFORMĂRI HIDROTERMALE

Întreaga masă a riodacitului, și îndeosebi partea exterioară a corpului, este supusă unor transformări hidrotermale pronunțate. Transformările au un caracter zonar, centrul corpului fiind mai puțin afectat decît părțile periferice și bolta neckului.

O primă transformare, observată de noi în sîmburele neckului și în cazul corpului înrădăcinat din dealul Duruşa, este illitizarea, care afectează fragmentele de sticlă și fenocristalele de feldspați (pl. II, fig. 2). Pe baza relațiilor spațiale observate la microscop se poate afirma că opacitizarea periferică a fenocristalelor de biotit este contemporană cu illitizarea. Conform schemei date de C. W a i n e - B u r n h a m, această transformare este caracteristică unor temperaturi ridicate, cu pH acid spre neutru și condiții moderate de presiune, permițînd formarea unor minerale micacee de tipul illitului. Illitizarea are o importanță redusă sub raport cantitativ.

O a doua și cea mai importantă transformare hidrotermală este montmorillonitizarea, care afectează în special periferia neckului, transformînd sticla acidă în Na-montmorillonit. Fenocristalele de plagioclaz acid, de sanidin și de biotit rămîn netransformate ; cuarțul este corodat.

Bentonita de Valea Chioarului, rezultînd din acest proces, este o rocă friabilă, cu aspect unsuros, de culoare gălbuie sau cenușie, marginal roșietică, constituită dintr-o masă de bază afanitică, aparent omogenă, în care întîlnim fenocristale de albit-oligoclaz, sanidină, biotit și cuarț (de 0,5 — 3 mm, 3 — 12 %), fragmente netransformate de riodacite și enclave de roci cristaline izolat cuiburi de zeoliți.

Fracțiunea argiloasă este constituită aproape în exclusivitate din Na-montmorillonit, pus în evidență prin analizele termodiferențială și roentgen. Subordonat apar cloritul, cuarțul și illitul. Pulberea opacă este reprezentată prin magnetit și goethit. Gradul de adsorbție ale apei (pînă la 800 %) și tixotropia ridicată, cantitatea mare de ion schimbabil (max. 4 % Na_2O) plasează bentonita de Valea Chioarului printre cele mai bune pămînturi decolorante din țară (E. S t o i c o v i c i, 1961 ; I. M â r z a, L. G h e r g a r i u, 1967).

Sub raport chimic, bentonitizarea se traduce printr-o scădere accentuată a conținutului de potasiu și printr-o creștere corespunzătoare a participației sodiului, așa cum reiese și din calculul celulei standard din tabelul nr. 3 (și fig. 8). Variații notabile ale conținutului de alumină nu se observă ; crește în schimb conținutul de apă legată chimic și este levigat sulful, prezent în riodacitul netransformat.

Analiza spectrală a bentonitului de Valea Chioarului indică prezența unor concentrații foarte mici (1 — 10 ppm) de Zn, Hg, As și Ag, caracteristice proceselor hidrotermale, alături de cantități, de asemenea reduse, de Be, Ti și Mn (tabelul nr. 4).

După schema dată de W a i n e - B u r n h a m (fig. 9), argilizarea montmorillonitică în cadrul faciesului argilitic decurge în condiții de temperatură scăzută, pH ridicat și presiune joasă.

O ultimă etapă de transformări hidrotermale o formează silicifierea : depunerea unor concrețiuni sferoidale de calcedonită în partea periferică a corpului de riodacite. În afara acestuia apar depuneri de silice și se produce

Tabelul nr. 3

Riodacitul de la Valea

Nr. Probei	23 301 A	25 025	25 427 A	25 428	25 430	25 432
Locul	valea Bancului, com. Valea Chioarului	sub dealul Duruşa-sat Duruşa	mina Valea Chioarului, front galerie 451, orizont 291	mina valea Chioarului, front preabataj 452, orizont 291	mina Valea Chioarului, front abataj 16, felia 1, panoul 2	mina Valea Chioarului, breşă din abatajul 1 115, felia 1, panoul 2
Roca	riodacit	riodacit	bentonit	riodacit slab argilizat	riodacit intens argilizat	riodacit intens argilizat
1. Analiza chimică						
SiO_2	73,15	70,31	61,48	72,35	63,91	68,81
CO_2	lipsă	urme	urme	lipsă	lipsă	lipsă
Al_2O_3	14,15	15,87	17,48	12,26	17,44	12,23
Fe_2O_3	0,93	1,27	2,03	1,23	0,80	1,16
FeO	1,77	1,16	0,19	0,23	0,29	0,24
MgO	0,35	0,78	2,52	1,16	2,10	1,20
CaO	1,47	2,61	2,06	1,92	2,49	2,24
Na_2O	3,66	2,71	2,35	3,72	2,60	3,22
K_2O	3,58	2,13	0,76	1,43	1,06	1,45
$H_2O+^{105°}$	0,57	3,08	11,13	5,70	9,31	9,45
S	0,37	0,08	urme	urme	lipsă	lipsă
2. Parametrii Niggli						
al	47	49	49	44	51	44
fm	13	16	27	16	20	17
c	9	14	11	12	13	14
si	314	363	297	444	320	412
alk	31	21	13	28	16	25
mg	0,24	0,39	0,68	0,64	0,79	0,64
k	0,40	0,35	0,18	0,20	0,21	0,24
0	0,42	0,50	0,89	0,85	0,71	0,82
c/fm	0,69	0,87	0,40	0,70	0,65	0,82
3. Norma după Niggli						
Kp	12,62	8,05	3,02	5,36	4,07	6,32
Ne	18,41	15,04	14,36	21,40	15,52	19,34
Cal	4,43	5,48	4,66	4,76	5,42	4,96
Sp	1,53	4,50	11,91	4,88	9,61	5,58
Hz	2,22	2,80	4,91	—	1,85	0,18
Fs	1,02	1,40	0,31	1,73	0,55	0,28
Fa	0,26	—	—	0,18	—	1,21
Cor	—	4,56	2,20	—	4,19	—
Q	59,51	60,18	58,63	61,69	58,98	62,13
L	35,46	26,56	22,04	31,52	27,01	30,62
M	5,03	13,26	19,33	6,79	14,01	7,25

Chioarului – date petrochimice *

Nr. Probei	23 301 A	25 025	25 427 A	25 428	25 430	25 432
Locul	Valea Bancului, com. Valea Chioarului	sub dealul Durușa-sat Durușa	mina Valea Chioarului, front galerie 451 orizont 291	mina Valea Chioarului, front preabataj 452, orizont 291	mina Valea Chioarului, front abataj 16, felia 1, panoul 2	mina Valea Chioarului, breșă din abatajul 1 115, felia 1, panoul 2
Roca	riodacit	riodacit	bentonit	riodacit slab argilizat	riodacit intens argilizat	riodacit intens argilizat
4. Celula standard după T. Barth (160 O^{--})						
Si^{4+}	64,0	59,4	48,6	59,3	61,2	54,8
Al^{3+}	14,7	15,8	16,2	11,8	16,4	11,6
Fe^{3+}	0,6	0,8	1,2	0,8	0,4	0,7
Fe^{2+}	0,9	0,8	0,1	0,1	0,2	0,1
Mg^{2+}	0,5	1,0	3,0	1,4	2,5	1,4
Ca^{2+}	1,5	2,4	1,8	1,7	2,1	1,9
Na^{+}	5,7	4,4	3,6	5,9	4,0	5,0
K^{+}	3,9	2,3	0,8	2,0	1,0	1,6
Ho^{+}	3,2	17,3	58,6	31,2	49,6	50,3
S	0,6	0,2	—	—	—	—
Total valențe	320,3	319,8	319,4	319,6	319,4	319,8
Diferențe:						
Si^{4+}	—	−4,6	−15,5	−4,7	−8,8	−9,2
Al^{3+}	—	+1,1	+1,5	−2,9	+1,7	−3,1
Fe^{3+}	—	+0,2	+0,6	+0,2	−0,2	+0,1
Fe^{2+}	—	−0,1	−0,8	−0,8	−0,7	−0,8
Mg^{2+}	—	+0,5	+2,5	+0,5	+2,0	+0,9
Ca^{2+}	—	+0,9	+0,3	+0,2	+0,6	+0,4
Na^{+}	—	−1,3	−2,1	+0,2	−1,7	−0,7
K^{+}	—	−1,6	−3,1	−1,9	−2,9	−2,3
H^{+}	—	+14,1	+55,4	+28,0	+46,4	+47,1
S^{0}	—	−0,4	−0,6	−0,6	−0,6	−0,6
Valențe		−0,1	+0,1	+0,2	+1,9	+0,5
5. Diagrama Waine – Burnham						
A	—	39	19	25	24	17
F	—	14	12	8	6	8
H_2O	—	45	69	67	70	75
A′	—	39	20	23	22	17
Alk	—	17	5	15	13	9
H_2O	—	44	75	65	65	74

* Analize efectuate în laboratorul I.G.P. București.

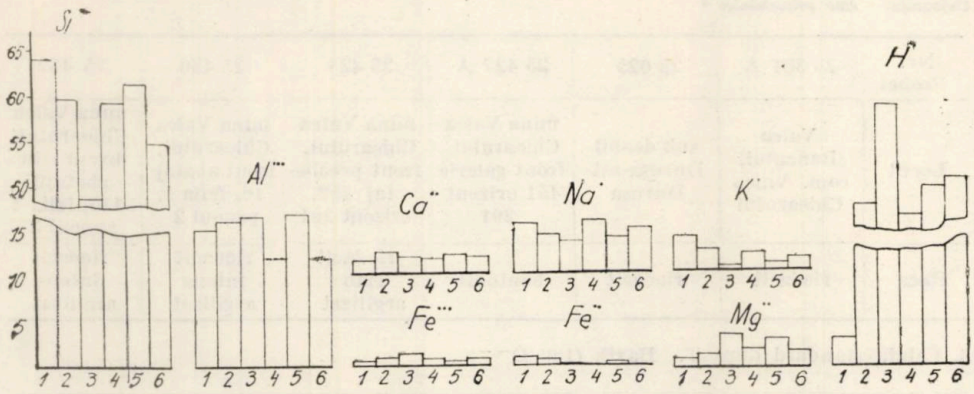


Fig. 8. — Grafic comparativ pentru ilustrarea procesului de montmorillonitizare a riodacitului de Valea Chioarului.

Tabelul nr. 4

Analiza spectrală* a unor roci transformate hidrotermal (ppm)

Proba Nr.	25 025	25 427 A	25 430	22 303
Locul	sub dealul Duruşa lizieră	mina Valea Chioarului, front galeria 451, orizont 291	mina Valea Chioarului, front abataj 16, felia 1, panou 2	dealul Duruşa
Roca	riodacit illitizat	bentonit	riodacit intens argilizat	silexit
Cu	—	—	—	50
Zn	—	10—50	—	50
Pb	—	—	—	100
Hg	—	50	—	50
As	100	100	500	—
Ag	—	1	1—5	10
Be	—	10	5	—
Ti	10—30	10—30	50	—
Mn	30	10	50	100
Ba	—	—	—	100
Sr	100	—	—	300

* Analize efectuate în cadrul I.P.C.M.M.N. — Baia Mare.

metasomatoza calcarelor grosiere în partea vestică a Culoarului Chioarului, în lungul unor fracturi orientate est—vest; în fundul văii Untului pe o asemenea fractură apar şi depuneri de marcasită. Analiza spectrală (tabelul nr. 4) a unor silexite de acest fel indică prezenţa Cu, Zn, Pb, Ag, Hg, Mn, Ba şi Sr, punînd problema investigării zonei cercetate şi sub raport metalogenetic.

Sub raport termodinamic, silicifierea a avut loc în condiţii de temperatură scăzută, pH acid şi de presiune de asemenea scăzută, încheind lanţul proceselor de transformări hidrotermale.

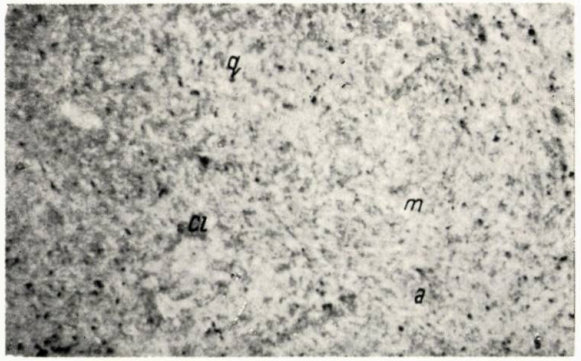


Fig. 1. — Siltit marnos, cretacic superior. Valea Bîrsăului, șoseaua Baia Mare — Dej.
q, Cuarț ; *m*, mice albe ; *cl*, clorit autigen ; *a*, masa fundamentală marno-argilcasă. Nicoli + ; 32 ×.

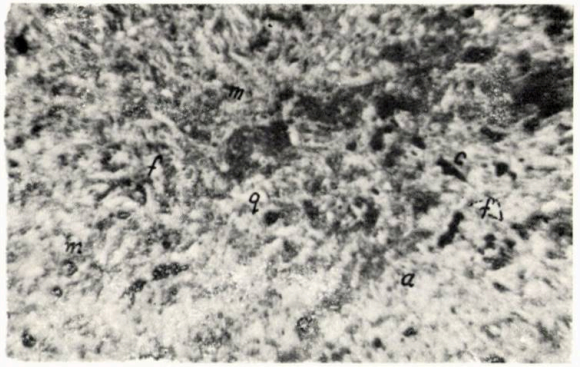


Fig. 2. — Gresie, cretacic superior. Incinta minei Valea Chicarului.
q, Cuarț ; *f*, feldspat ; *m*, mică albă ; *cl*, clorit ; *c*, fragmente cărbunoase ; *a*, ciment bazal argilo-marnos. Nicoli + ; 12 ×.

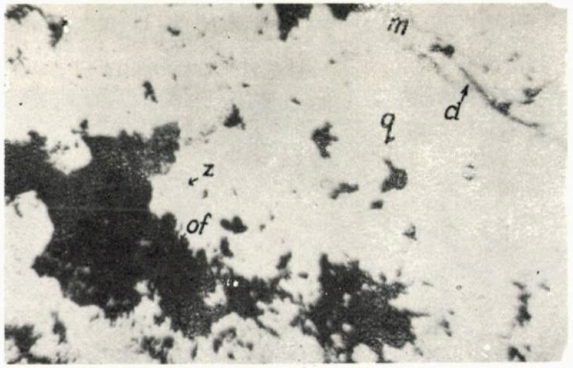


Fig. 3. — Cuarțit micaceu. Element din brecia de la baza seriei vărgate inferioare. Mina Valea Chicarului, ramificația galeriei transversale + 291.
q, Cuarț ; *m*, mice albe ; *z*, zircon ; *cl*, clorit deferizat ; *of*, oxizi de fier. Nicoli ∥ ; 12 ×.

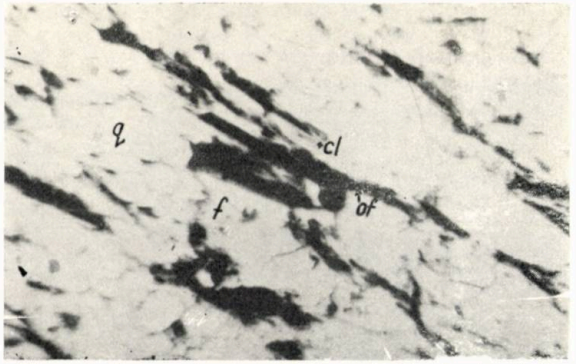


Fig. 4. — Paragneis alterat. Element din brecia de la baza seriei de vărgate inferioare. Versantul drept al văii Durușa.
q, Cuarț ; *m*, mice albe ; *f*, feldspat argilizat ; *cl*, clorit (pennin) deferizat ; *of*, oxizi de fier. Nicoli ∥ ; 12 ×.

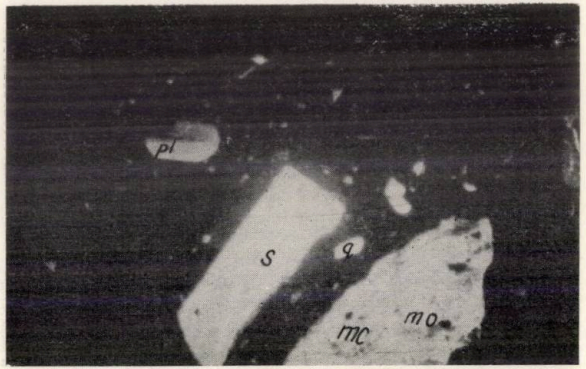


Fig. 1. — Riodacit, valea Bancului, Valea Chioarului. *q*, Cuarț ; *pl*, albit-oligoclaz maclat și zonat ; *s*, sanidină ; *b*, biotit ; *s*, sticlă ; *mc*, enclavă de micașist ; *mo*, minerale opace. Nicoli + ; 12 ×.

Fig. 2. — Riodacit illitizat și feroxidat. Dealul Durușa. *q*, Cuarț ; *f*, plagioclaz acid ușor illitizat ; *s*, sticlă tulbure impregnată cu hematit. Nicoli + ; 32 ×.

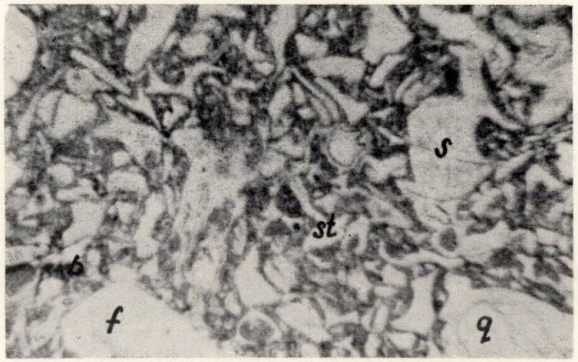


Fig. 3. — Riodacit, mina Valea Chioarului. *q*, Cuarț ; *f*, plagioclaz acid ; *s*, sanidină ; *b*, biotit ; *st*, sticlă slab montmorillonitizată. Nicoli × ; 12×.

Fig. 4. — Depuneri de calcedonie în masa riodacitului montmorillonitizat.
q, Cuarț ; *c*, calcedonie ; *f*, plagioclaz acid ; *as*, masa montmorillonitică. Nicoli + ; 12 ×,

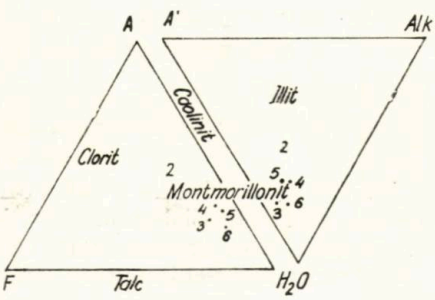


Fig. 9. — Diagrama ternară, după C. Waine-Burnham, pentru rocile argilizate din neckul riodacitic de la Valea Chioarului.

Cum silicea înglobează și resoarbe riodacitul bentonitizat (pl. II, fig. 4), rezultă că procesul de silicifiere este ulterior bentonitizării. Afectînd calcarele grosiere priaboniene, este deci ulterioară acestora, dar anterioară depunerii tortonianului (badenianului) care le remaniază.

5. CONSIDERAȚII ASUPRA VÎRSTEI NECKULUI ȘI A PROCESELOR HIDROTERMALE

Forma corpului de riodacite și relațiile acestuia cu rocile înconjurătoare nu lasă dubii asupra caracterului de neck, de extruziune și nu de strat de tuf intercalat.

Ca și majoritatea ivirilor de roci acide, punerea în loc a avut sub forma unei extruziuni de masă vîscoasă semisticloasă, bogată în substanțe volatile, la temperaturi ridicate, întrunind caracterele a ceea ce A. Rittman numește „vulcani freatici". Acestea sînt: legătura uneori clar exprimată între fracturile fundamentului și orientarea extruziunii, caracterul exploziv al punerii în loc, puține faze ale activității, adesea o singură fază unică și de scurtă durată, chimism acid, slab alcalin, magmă puternic contaminată prin asimilări, transformări hidrotermale cu caracter predominant alcalin.

Sub raport geotectonic, zonele de „vulcani freatici" se dezvoltă în sectoarele marginale ale soclurilor vechi, consolidate, supuse fracturării profunde ca ecou al mișcărilor orogene din ariile geosinclinale vecine sau ca efect al scufundării unor bazine interne.

Neckul de la Valea Chioarului se localizează pe o fractură NNV—SSE din sistemul mai vechi de falii, intersectate de sistemul E—V care, împreună, delimitează un eșichier complicat de blocuri ridicate sau coborîte.

Dacă direcția NNV—SSE ne avertizează, relațiile stratigrafice impun revizuirea vîrstei neckului — în tot cazul antetortoniană. Nu este exclus ca vîrsta neckului să fie eocenă, încadrîndu-se în seria subsecventă postlaramică și fiind ivirea cea mai nordică de roci „banatitice". Activitatea hidrotermală a continuat, se pare, și în eocenul superior, cînd s-au produs silicifieri în masa rocilor calcaroase priaboniene.

BETRACHTUNGEN, DIE GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE DES RYODAZITISCHEN NECKS BETREFFEND

ZUSAMMENFASSUNG

Das ryodazitische Neck von Valea Chioarului befindet sich im nord-westlichen Teil Siebenbürgens, in der Senke des „Chioarului Korridors", zwischen dem Preluca- und Ticăugebirge.

Es durchstößt Sedimentgesteine der Oberen Kreide und des Paleogens (die untere bunte Serie).

Das Neck besteht aus stark hydrothermal überprägten Ryodaziten, welche nur im zentralen Teil des Stocks und in größeren Tiefen in frischem Zustand erhalten geblieben sind.

Die Ryodazite sind hornige Gesteine von grau-gelber Farbe, die aus Quarz, Sanidin, Albit und Biotit, in einer glasigen, schwach devitrifizierten Grundmasse (eckige, abgerundete und aneinandergeschweißte, Elemente), bestehen.

Zwischen dem Neck und den Nebengesteinen bestehen Exo- und Endokontaktreaktionen: Illitisierung der Sandsteine und der roten Tone, sowie die starke Hämatitisierung des Ryodazits.

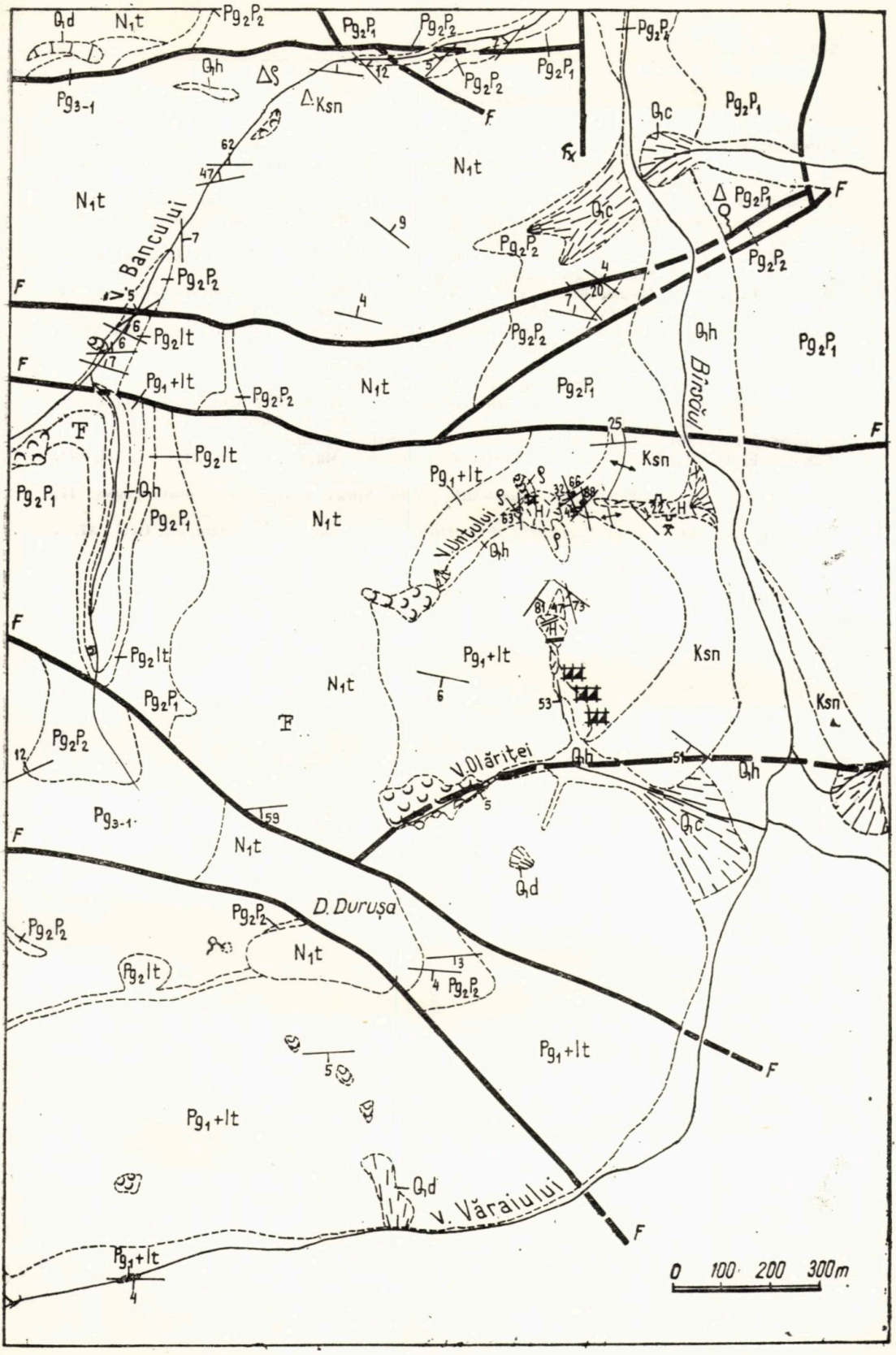
Die hydrothermalen Überprägungen haben in drei Etappen stattgefunden: in der ersten Etappe Illitisierung, dann eine intensive Na-Montmorillonitisierung und Zeolithisierung, und eine späte Verkieselung der Nebengesteine.

Auf Grund der Beziehungen zu den Nebengesteinen verschiedener Alter kann man feststellen, daß die Rhyodazite später entstanden sind als die untere bunte Serie, doch vor dem Torton (Badenien), in welchem sie aufgearbeitet sind. Der Verkieselungsprozeß überprägt die Serie der priabonen Kalksteine, aber Silikolite dieser Art sind ebenfalls in Torton aufgearbeitet.

Das rhyodazitische Neck von Valea Chioarului gehört folglich dem postlaramischen Magmatismus an und ist der nördlichste Vertreter der Banatite.

PLANŞA III

Harta geologică a împrejurimilor zăcămîntului de bentonită de la Valea Chioarului, sc. 1 : 10 000 (după harta geologică sc. 1 : 2 000 întocmită de I. Kalmár şi Doina-Orania Ionescu, 1969). *Ksn*, Cretacic superior (coniacian); Pg_1+lt, seria vărgată inferioară; Pg_2lt, seria marină inferioară; Pg_2-P_1 stratele de Stejerea; Pg_2 P_2, seria calcaroasă; Pg_{3-1}, stratele de Curtuiuş; N_{1t} tortonian; *Qd*, deluviu; *Qh*, terase de luncă; *Qc*, conuri de dejecţie; F, falii; ρ, neckul riodacitic de la Valea Chioarului; ⌗ argilizare; *H*, haldă.



Q d
N1t
Pg2P2
Pg2P1
Pg2P4
Pg3-1
Q h
Ksn
Q c
F
Fx
V. Bancului
Pg2lt
Pg1+lt
Bîrsăul
V. Untului
V. Olăriței
D. Durușa
V. Văraiului
0 100 200 300m

BIBLIOGRAFIE

DUMITRESCU I. (1957), *Asupra faciesurilor şi orizontării Cretacicului superior şi al paleogenului în bazinul Lăpuşului (nordul Depresiunii Transilvaniei)*, Lucr. Inst. petrol, gaze, geol., **III**, Bucureşti.

HOFMANN K. v. (1887), *Geologische Notitzen über die kristallinische Schieferinsel von Preluka und über das nördlich und südlich anschliessende Tertiärland*, Jahrsb, d. kgl. ung. Geol. Anst. f., 1885, Budapest.

KALMÁR I. (1969), *Asupra prezenţei unei scoarţe vechi de alteraţie în Masivul Preluca (Maramureş)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **14**, *2*.

KALMÁR I., IONESCU DOINA-ORANIA (1970), *Asupra vulcanismului tortonian din partea de NV al masivului Preluca (Maramureş)*, D. S. Inst. geol., **LVI**/1.

MÂRZA I., GHERGARU LUCREŢIA (1967), *Bentonitul de la Valea Chioarului. Notă preliminară*, Rev. min., **XIV**, *1*, Bucureşti.

RITTMANN A. (1968), *Vulcanii şi activitatea lor*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.

RUHIN L. B. (1966), *Bazele litologiei*, Edit. tehnică, Bucureşti.

SAULEA EMILIA, BĂRBULESCU AURELIA (1957), *Contribuţii la cunoaşterea Miocenului din regiunea Ţicău—Iadăra*, An. Univ. Parhon, Seria şt. nat., **15**, Bucureşti.

STOICOVICI E. (1961), *Materii prime ceramice*, Rev. Natura, Bucureşti.

SZENTES F. (1950), *Az északerdélyi (kövárgarai) bentonitról*, Magy. Áll. Földt. Int. évi Jel, **XII**, Budapest.

VASSOEVICI N. B. (1958), *Krupnoobmolotshnie porodi*, Sprav. ruk. petrogr. osad. porod., **II**, Moskva.

WAINE-BURNHAM C. (1962), *Faciesurile şi tipurile de transformare hidrotermală*, Ec. Geol., **57**, *5*, Extras I.D.T., Bucureşti.

Primit în redacţie la 5 noiembrie 1973

M.M.P.G., I.P.E.G. Maramureş — Baia Mare
Str. Victoriei 146

DESPRE PREZENȚA PIEMONTITULUI ÎN ȘISTURILE CRISTALINE DE LA DELNIȚA (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

TIT ȚÎMPĂU

Prezența piemontitului în cristalinul Carpaților Orientali îmbogățește inventarul mineralogic al acestei părți a țării noastre, pînă în prezent acest mineral fiind menționat numai la Delinești și în Munții Sebeș. A fost identificat la Delnița în carotele extrase din forajul 34.981, la adîncimea de 84 m.

Nivelul cu piemontit se situează la partea superioară a unui orizont de roci porfirogene din unitatea tectonică de Fundu Moldovei, orizont în care se semnalează constant epidot și clorit magnezian. Roca cu piemontit este compactă, dură, slab șistoasă, frapantă prin culoarea roșie vișinie a porțiunilor bogate în piemontit; porțiunile lipsite de piemontit vizibil macroscopic au culoare alb-murdară pînă la gri închis în funcție de abundența oxizilor de mangan epigenetici.

Parageneza (cuarț + albit + antigorit + spessartin + piemontit + calcit + oxizi de mangan) este intermediară între roci cuarțo-feldspatice (porfirogene) și roci manganifere. Se remarcă abundența cuarțului în granule ușor alungite, cu contururi fin lobate, aspect caracteristic tectonitelor. Albitul este porfiroblastic, incluzînd uneori piemontit în mici cristale solitare sau în agregate radiare și fasciculare. Antigoritul, singurul filosilicat din parageneză, cantitativ redus, sugerează sărăcia în Fe și K a rocii. Spessartinul, în cristale idioblastice cu contur hexagonal, incolore, solitare sau în aglomerări aproape monominerale, este frecvent impregnat cu o pulbere neagră de oxizi secundari de mangan dispuși zonar și are o coroană limpede de supracreștere. Sporadic se întîlnesc granule xenoblastice de rodonit iar calcitul se observă rar în cuiburi și pe fisuri fine.

Piemontitul apare diseminat sau adesea în aglomerări aproape monominerale ca benzi concordante cu șistozitatea, cu structuri radiare. Cristalele solitare sînt mai larg dezvoltate, pot atinge 1 mm lungime, dimensiunea medie situîndu-se în jur de 0,5 mm, însă mărimea cristalelor variază mult în diferite porțiuni ale rocii. Piemontitul poate fi dispus:

— orientat, generînd șistozitatea rocii;

— radiar, fără tendință evidentă de orientare în raport cu șistozitatea. Acest aspect sugerează recristalizarea sa în condiții de presiune litostatică. El constituie circa 25 — 30% din masa rocii.

Față de celelalte minerale cu care se află în parageneză prezintă relief mult mai ridicat. Indivizii solitari sînt alungiți cu idiomorfism marcat, în timp ce aglomerările nu permit recunoașterea formei mineralului. Unghiul de extincție $\measuredangle = 32°$. Clivajul paralel cu alungirea este slab, cel transversal mai bun. În rare cazuri include cuarț și uneori oxizi de mangan. Culoarea mineralului este roșie vișinie; pleocroismul este puternic; ng — violet; nm — galben violaceu, uneori galben auriu; np — galben

de lămîie și roșu ruginiu. Semnul lungirii este variabil. Culoarea de birefringență este puternic mascată de culoarea proprie. Birefringența este normală. Unghiul axelor optice este variabil dar în toate cazurile examinate arată valori apropiate de 90° cu semn pozitiv.

Considerații genetice. Piemontitul se întîlnește atît în metamorfite, cît și în unele vulcanite acide și intermediare ca produs tîrziu de cristalizare (W. A. Deer și colab., 1963). În Piemont și Western Otago din Noua Zeelandă piemontitul este constituient al unor șisturi muscovito-cuarțitice ce se înscriu în faciesul șisturilor verzi. La Delinești, Savu (1962) îl citează în șisturi cu ferrimuscovit, biotit, spessartin și magnetit, legat de formațiunea manganiferă din domeniul getic.

Aspectele structurale ale piemontitului de la Delnița — idiomorfismul accentuat al cristalelor și agregatele radiare neorientate — sprijină ideea că el a recristalizat în timpul ultimului metamorfism. Faptul că porfiroblastele de albit din parageneză includ mici cristale de piemontit atestă creșterea sincronă a celor două minerale.

Prezența paragenezei cu piemontit în roci porfirogene, deci de proveniență eruptivă, exclude paralelizarea cu mineralizațiile de mangan din seria de Tulgheș a căror origine sedimentogenă a fost discutată de Balintoni și colab. (1975)[1] și în care nu s-a întîlnit piemontit. Pe baza acestor observații afirmăm că piemontitul s-a format la Delnița într-un material de natură eruptivă în condiții particulare ale unei concentrații ridicate a manganului.

SUR LE PRÉSENCE DE LA PIÉMONTITE À DELNIȚA (LE CRISTALLIN DES CARPATES ORIENTALES)

RÉSUMÉ

En Roumanie la piémontite est citée seulement à Delinești et dans les Monts Sebeș par Savu (1962) dans les formatins manganésifères du domaine Gétique. A. Delnița, la piémontite apparaît dans une paragenèse assez complexe (quartz + albite+antigorite+piémontite+rodonite +calcite + oxides de manganèse). Le niveau à piémontite est situé à la partie supérieure d'un horizon de roches porphyrogènes qui appartiennent à l'unité tectonique de Fundu Moldovei. On ne peut faire aucune parallélisation entre cette apparition et les minéralisations manganésifères de la Série de Tulgheș lesquelles ont une origine sédimentaire. Par conséquence nous sommes d'avis que la piémontite a cristallisé dans un matériel d'origine éruptive riche en Mn.

BIBLIOGRAFIE

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1967), *Rock forming minerals*, Longmans, **1**, London.

Savu H. (1962), *Contribuții la cunoașterea zăcămintelor de mangan din regiunea Delinești (Munții Semenic)*, D. S. Com. Geol., **XLVI**, București.

Primit la redacție la 7 februarie 1975

I.P.E.G. Cîmpulung Moldovenesc
județul Suceava

[1] Balintoni I., Zincenco D., Țîmpău T., Isache C. (1975), *Clasificarea mineralogică a rocilor seriei de Tulgheș—Carpați Orientali*, sub tipar.

FAUNA DE BELEMNIȚI DIN DOGGERUL DE LA ROȘIA (MUNȚII PĂDUREA CRAIULUI)

DE

I. PREDA

În regiunea Roșia, depozitele doggeriene afloreză pe versanții văilor Lazuri și Cuților, în cîteva puncte restrînse în suprafață. Această situație se datorește dezvoltării reduse (1,5 — 3 m) a formațiunilor respective și grohotișurilor care le acoperă.

În valea Lazuri, doggerul fosilifer poate fi observat doar pe versantul drept, la intrarea în chei, și pe pîrîul Strungarului, la punctul numit „Fîntîna lui Hahău", reprezentată prin două izvoare cu debit redus.

La intrarea în chei, sub stiva groasă de calcare de Stramberg (fig. 1), se observă, peste marnele toarciene, calcare grezoase cenușii cu *Ludwigia* (aalenian). Grosimea lor nu depășește 1 m. În continuare urmează gresii marnoase cu belemniți (bajocian) și, sporadic, calcare grezoase oolitice, feruginoase (bathonian-callovian). Depozitele bajociene și bathonian-calloviene la un loc au circa 0,40 m grosime.

În depozitele aaleniene și bathonian-calloviene, pe lîngă amoniți, există și belemniți. Aceștia nu au putut fi însă extrași decît sub formă de

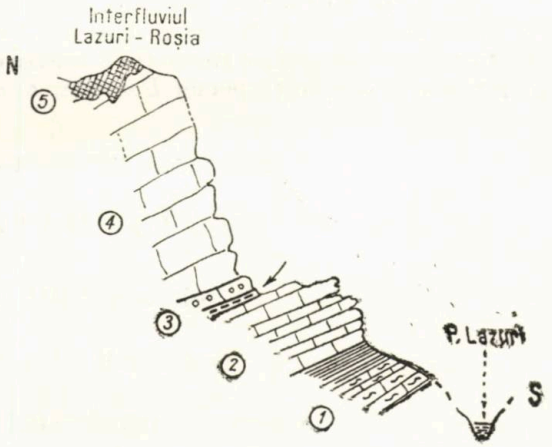


Fig. 1. — Secțiune geologică prin depozitele doggeriene de pe versantul drept al văii Lazuri, la intrarea în chei. *1*, Calcare marnoase și marne (toarcian); *2*, calcare cenușii și calcare roșii cu *Ludwigia* (aalenian); *3*, gresii marnoase roșii cu belemniții: *Megateuthis* cf. *giganteus* (Schloth.), *M.* cf. *elliptica* (Miller), *M.* cf. *aalensis* (Voltz), *Holcobelus munieri* (Desl.) (bajocian); calcare oolitice, feruginoase cu amoniți (bathonian-callovian); *4*, calcare de Stramberg (tithonic); *5*, bauxite (cretacic inferior). Săgeata indică nivelul de la care au fost recoltate formele fosile.

fragmente, indeterminabili specific. Marnele grezoase roșii bajociene, cu grosime de 0,10 m, au furnizat următoarele specii: *Megateuthis* cf. *giganteus* (Schloth.), *M.* cf. *elliptica* (Miller), *M.* cf. *aalensis* (Voltz). *Holcobelus munieri* (Desl.) se întîlnește în forme întregi și ca fragmente, în număr mare de indivizi bine conservați.

Pe pîrîul Strungarului doggerul este mai bine dezvoltat și mai fosilifer. La „Fîntîna lui Hahău", peste calcarele marnoase toarciene (fig. 2) ur-

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, NR. 2, P. 205—213, BUCUREȘTI, 1975

mează : calcare grezoase cenușii-gălbui, cu grosimea de 0,80 — 1 m, ce conțin *Ludwigia* și *Mesoteuthis* aff. *conoideus* (Oppel) (aalenian) ; marne grezoase roșii, oolitice, feruginoase cu belemniții-*Pachyteuthis gingensis* (Oppel), *P. breviformis* (Voltz), *Mesoteuthis* cf. *quenstedti* (Oppel), *Belemnopsis* cf. *acutirostris* Lissajous. *Holcobelus blainvillei* (Voltz) și *H. munieri* (Desl.) apar și aici în număr mare de indivizi. În acest nivel, gros de 0,10 —

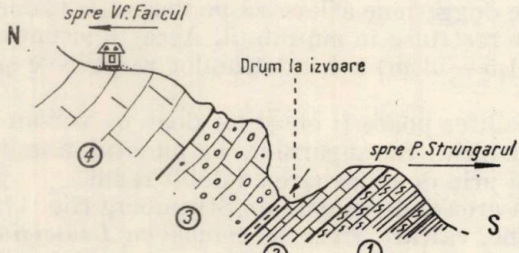


Fig. 2. — Secțiune geologică schematică prin depozitele doggeriene din pîrîul Strungarului (Fîntîna lui Hahău).
1. Marne și calcare marnoase (toarcian) ; *2*, calcaregălbui cu *Ludwigia* și belemniții : *Mesoteuthis* aff. *conoideus* (Oppel), *M. rhenana* (Oppel) ; (aalenian) *3*, marne grezoase roșii cu *Emileia brocchii* (Sow.) și belemniții : *Pachyteuthis gingensis* (Oppel), *P. breviformis* (Voltz), *Mesoteuthis* cf. *quenstedti* (Oppel), *Belemnopsis* cf. *acutirostris* Lissajous, *Holcobelus munieri* (Desl.) ; *4*, calcare roșii care trec lateral la calcare oolitice feruginoase (bajocian-callovian). Săgeata indică nivelul de la care au fost recoltate formele fosile.

0,15 m, se întîlnește *Emileia brocchii* (Sow.) ; calcare roșii cu brahiopode și pectinide, ce trec lateral la calcare oolitice, feruginoase (bajocian-bathonian-callovian). Aceste depozite au grosimea de 2,5 m și suportă calcarele de Stramberg (tithonic).

În valea Cuților, depozitele doggeriene, deși sînt bine dezvoltate, au faună de amoniți. Belemniții se întîlnesc rar și nu pot fi extrași decît sub formă de fragmente, rocile fiind foarte dure și fisurate. Un singur exemplar poate fi atribuit speciei *Hibolites hastatus* (Blainville).

DESCRIEREA SISTEMATICĂ A FAUNEI

Clasa **CEPHALOPODA**

Subclasa **ENDOCOCHILIA**

Ordinul **DECAPODA**

Subordinul **BELEMNOIDEA** Naef 1912

Familia **BELEMNITIDAE** d'Orbigny 1845

Genul **Megateuthis** Bayle și Zeiller 1878

Megateuthis cf. giganteus (Schlotheim)

pl. I, fig. 1, 2

1849 *Belemnites giganteus ventricosus* Quenstedt, p. 432, pl. XXVIII, fig. 1.
1911 *Belemnites giganteus* Schloth. : Keyser, p. 431, pl. 52, fig. 3.
1925 *Megateuthis giganteus* (Schloth.) : Lissajous, p. 23, fig. 12.
1960 *Megateuthis giganteus* (Schloth). : Müller, p. 264, fig. 378.

Exemplare studiate : 2 fragmente.

Descriere : Din cele două fragmente recoltate, unul indică un rostrum de talie mare, cu secţiune ovală. Fragmoconul este relativ adînc şi excentric. În secţiune longitudinală exemplarul nostru se aseamănă foarte mult cu figurile prezentate de K e y s e r şi M ü l l e r pentru specia *giganteus* (Schloth.). Al doilea exemplar, mult mai complet, este de talie mediocră, are, de asemenea, secţiunea ovală, iar fragmoconul este mai adînc, mai ascuţit şi tot excentric. Adîncimea de pătrundere a fragmoconului în rostrum este legată, probabil, de stadiul de dezvoltare a individului.

Raporturi şi diferenţe : *M. giganteus* (Schloth.) se aseamănă foarte mult cu *M. aalensis* (Voltz), dar acesta are rostrumul mai turtit şi forma de con scurtă ; reducerea în grosime spre vîrf se realizează mai repede la formele mediocre.

Răspîndire : *M. giganteus* (Schloth.) se întîlneşte în depozitele bajociene din Europa de vest, în Caucaz, Crimeea.

Megateuthis cf. **elliptica** (Miller)

pl. I, fig. 3

1842 *Belemnites giganteus* Schloth. : d'Orbigny, pl. XV, fig. 3, 5—9.
1849 *Belemenites giganteus procerus* Quenstedt, p. 433, pl. XXVIII, fig. 4 şi 10.
1958 *Megateuthis elliptica* (Miller) : Krîmgolţ, pl. LXVII, fig. 1.

Exemplare studiate: 1 fără vîrf, puţin erodat.

Descriere: Rostrum în formă de popic, subţire şi alungit, cu unghi mic la vîrf. Fragmoconul este subţire şi adînc. Vîrful rostrumului fiind erodat, nu se pot observa şanţurile însă eşantionul studiat corespunde celorlalte caractere date de Q u e n s t e d t şi figuraţiei lui K r î m g o l ţ.

Raporturi şi diferenţe: *M.* cf. *elliptica* (Miller) se aseamănă cu *M. aalensis* (Voltz), însă acesta este mai conic şi are şanţurile mai puţin evidenţiate, iar în zona alveolară este mai turtit.

Răspîndire: *M. elliptica* (Miller) este caracteristic pentru depozitele bajociene din Europa de vest din Crimeea şi Caucaz.

Megateuthis cf. **aalensis** (Voltz)

pl. I, fig. 4

1842 *Belemnites giganteus* Schloth. : d'Orbigny, pl. XIV, fig. 1 ; pl. XV, fig. 1, 2, 4.
1849 *Belemnites giganteus ventricosus* Quenstedt, pl. XXVIII, fig. 2, 3, 6, 8, 9.
1908 *Belemnites aalensis* Voltz : Borissjak, p. 49, pl. X, fig. 6.
1925 *Megateuthis aalensis* (Voltz) : Lissajous, p. 45.

Exemplare studiate: 1 sub formă de fragmente.

Descriere: Rostrum sub formă de con uniform alungit. Secţiunea este ovală, mai turtită spre partea terminală a alveolei. Prezintă un şanţ lateral larg şi puţin adînc, însă destul de clar.

Raporturi şi diferenţe: *M. aalensis* (Voltz), prin forma sa, se aseamănă cu *M. elliptica* (Miller); de acesta se deosebeşte prin faptul că este mai turtit în zona alveolei, iar şanţurile sînt mai puţin adînci. Rostrumul, aşa cum a arătat Quenstedt, prezintă striuri fine longitudinale. Exemplarul recoltat de noi are asemenea striuri.

Răspîndire: *M. aalensis* (Voltz) caracterizează depozitele bajociene din Europa de vest şi din Bazinul Donеţului.

Genul **Pachyteuthis** Bayle 1878

Pachyteuthis gingensis (Oppel)

Pl. I, fig. 5

1849 *Belemnites breviformis* Quenstedt, p. 428, pl. XXVII, fig. 26.
1911 *Belemnites gingensis* Oppel: Keyser, p. 429, pl. 50, fig. 3.
1913 *Belemnites gingensis* Oppel: Werner, p. 112, pl. X, fig. 8.
1939 *Pachyteuthis gingensis* Oppel: Roché, p. 149.

Exemplare studiate: 1 fragment.

Descriere: Rostrum scurt, în formă de popic şi fără şanţuri. Vîrful este adesea scurt în comparaţie cu rostrumul. Cavitatea alveolară pătrunde adînc în rostrum. Secţiunea, la nivelul alveolei, este rotundă, subpatrată.

Raporturi şi diferenţe: *P. gingensis* (Oppel) se aseamănă foarte mult cu *Brachybelus zieteni* (Werner), dar se deosebeşte de acesta prin forma sa de popic şi vîrful tocit. Se aseamănă şi cu *P. breviformis* (Voltz), dar acesta este mai subţire şi are vîrful mai ascuţit.

Răspîndire: *P. gingensis* (Oppel) se întîlneşte în toată Europa, din toarcian pînă la bajocian inclusiv.

Pachyteuthis breviformis (Voltz)

pl. I, fig. 6, 7

1849 *Belemnites breviformis* Quenstedt, p. 427, pl. XXVII, fig. 21, 22.
1898 *Belemnites breviformis* Voltz: Benecke, p. 47, pl. IV, fig. 5—9.
1902 *Belemnites breviformis* Voltz: Janensch, p. 126, pl. II, fig. 10.
1939 *Pachyteuthis breviformis* Voltz: Roché, p. 151.

Exemplare studiate: 2 forme întregi.

Descriere: Rostrum de talie medie, de forma unui con cu unghiul la vîrf mic. În zona de vîrf rostrumul se subţiază repede. Este lipsit de şanţuri. Secţiunea transversală este rotundă sau uşor subpatrată. Alveola este adîncă, atinge 1/2 din lungimea cochiliei şi este excentrică.

Raporturi şi diferenţe: *P. breviformis* (Voltz) se aseamănă foarte mult cu *P. gingensis* (Oppel), însă faţă de acesta este mai subţire şi mai ascuţit la vîrf. Formele descrise de noi seamănă mult cu *P. subbreviformis* Lissajous, care considerăm că reprezintă o varietate a lui *P. breviformis* (Voltz).

Răspîndire: *P. breviformis* (Voltz) se întîlneşte în depozitele toarciene, aaleniene şi bajociene din Europa.

Genul **M e s o t e u t h i s** Lissajous 1915

Mesoteuthis cf. **quenstedti** (Oppel)

pl. I, fig. 2

1849 *Belemnites compressus paxillosus* Quenstedt, pl. XXVII, fig. 2, 3.
1902 *Belemnites quenstedti* Oppel: Janensch, p. 109, pl. XII, fig. 1, 2.
1939 *Mesoteuthis quenstedti* Oppel: Roché, p. 147.

Exemplare studiate: 1 fragment.

Descriere: Rostrum puternic, cu vîrful în formă de cioc de pasăre. Secţiunea este ovală, turtită pe zonele şanţurile dorsolaterale care sînt puţin adînci şi scurte. Şanţul ventral este adînc spre alveolă, se lăţeşte şi dispare spre vîrful rostrumului.

Raporturi şi diferenţe: *M.* cf. *quenstedti* (Oppel) se aseamănă foarte mult cu *Homaloteuthis spinatus* (Quenstedt), dar acesta are vîrful sub formă de con scurt, iar secţiunea este aproape patrată.

Răspîndire: *M. quenstedti* (Oppel) se întîlneşte frecvent în toarcian, rar în aalenian şi mai rar în bajocianul din Europa de vest.

Mesoteuthis aff. **conoideus** (Oppel)

pl. II, fig. 1, 2.

1849 *Belemnites compressus conicus* Quenstedt, pl. XXVII, fig. 4.
1898 *Belemnites conoideus* Oppel: Benecke, p. 44, pl. III, fig. 7; pl. IV, fig. 1, 2.
1902 *Belemnites conoideus* Oppel: Janensch, p. 120, pl. XI, fig. 9.
1939 *Mesoteuthis conoidea* Oppel: Roché, p. 147.

Exemplare studiate: 3 fragmente, indivizi diferiţi.

Descriere: Rostrum de talie medie de forma unui con cu unghi mic la vîrf. Cavitatea alveolară este puţin adîncă. Secţiunea este ovală, uşor turtită în zona alveolară şi subcirculară în apropiere de vîrf. Pe partea ventrală se observă clar un şanţ puţin adînc.

Raporturi şi diferenţe: Formele studiate de noi se aseamănă mult cu forma *compressus conicus* Quenst., însă se deosebeşte de *B. conoideus* Oppel figurat de B e n e c k e. La acest autor exemplarele figurate sînt mai robuste, iar scăderea în grosime a rostrumului se face mai lent pînă în apropiere de vîrf.

Răspîndire: *M. conoideus* (Oppel) se întîlneşte în depozitele aaleniene şi bajociene din Europa de vest.

Genul **Holcobelus** Stolley 1927

Holcobelus blainvillei (Voltz)

pl. II, fig. 3, 4, 10

1842 *Belemnites blainvillei* Voltz : d'Orbigny, p. 107, pl. XII, fig. 15, 16.
1937 *Belemnites (Holcobelus) blainvillei* Voltz : Horwitz, p. 236. pl. VIII, fig. 6.
1939 *Acrocoelites blainvillei* Voltz : Roché, p. 147.
1958 *Holcobelus blainvillei* (Voltz) : Krîmgolț, p. 145, pl. LVII, fig. 4.

Exemplare studiate : 5 forme întregi.

Descriere : Rostrum alungit și ascuțit. Secțiunea este circulară, ușor turtită în zona alveolară. Șanțul ventral, puțin adînc, pleacă din zona alveolară și este vizibil pînă în apropiere de vîrf. Formele studiate se aseamănă pînă la identitate cu figurile prezentate de K r î m g o l ț.

Raporturi și diferențe : *H. blainvillei* (Voltz) se aseamănă foarte mult cu *H. munieri* (Deslongchamps), însă se deosebește de acesta prin forma sa mai sveltă și secțiunea aproape circulară.

Răspîndire : *H. blainvillei* (Voltz) se întîlnește în aalenianul superior din Europa și, probabil, în partea inferioară a bajocianului.

Holcobelus munieri (Deslongchamps)

pl. I, fig. 9, 10, 11, 12 ; pl. II, fig. 5, 6, 7, 9

1842 *Belemnites blainvillei* Voltz : d'Orbigny, pl. XII, fig. 9—11.
1937 *Belemnites (Holcobelus) munieri* Desl. : Horwitz, p. 236, pl. VIII, fig. 8.
1939 *Acrocoelites munieri* Desl. : Roché, p. 147.
1960 *Cylindroteuthis munieri* Desl. : Müller, p. 265, fig. 383.

Exemplare studiate : 5 forme întregi și numeroase fragmente.

Descriere : Rostrum bine dezvoltat, cu grosime ce diminuează uniform spre vîrf. Secțiunea este oval-turtită în zona alveolei, circulară în partea mediană, iar porțiunea de vîrf puțin eliptică. Șanțul ventral este adînc și vizibil din regiunea alveolară pînă în apropiere de vîrf.

Raporturi și diferențe : *H. munieri* (Desl.) se aseamănă cu *H. blainvillei* (Voltz), dar se deosebește de acesta fiind mai robust și prin secțiunea cochiliei.

Răspîndire : *H. munieri* (Desl.), după L i s s a j o u s , se întîlnește în aalenian. M ü l l e r îl citează din bajocianul inferior.

Genul **Belemnopsis** Bayle 1878

Belemnopsis cf. acutirostris Lissajous

pl. II, fig. 14.

1849 *Belemnites canaliculatus* Quenstedt, pl. XXIX, fig. 3, 5.
1925 *Belemnopsis acutirostris* Lissajous, p. 67.
1939 *Belemnopsis acutirostris* Lissajous : Roché, p. 155.

Exemplare studiate: 1 fragment.

Descriere: Rostrumul descreşte progresiv în grosime şi se termină cu un vîrf ascuţit. Secţiunea sa este subcirculară, puţin comprimat lateral. Şanţul este vizibil dar se şterge progresiv şi dispare la circa 1 cm distanţă faţă de vîrf.

Raporturi şi diferenţe: *B. acutirostris* Liss. se aseamănă cu *B. apiciconus* (Blainville), dar acesta este mai turtit şi în zona de vîrf scade brusc în grosime.

Răspîndire: *B. acutirostris* Lissajous se întîlneşte în aalenian şi în bajocianul inferior.

Genul **Hibolites** Mayer 1883

Hibolites hastatus (Blainville)

pl. II, fig. 11

1858 *Belemnites semihastatus rotundus* Quenstedt, p. 548, pl. 72, fig. 13—15.
1925 *Hibolites hastatus* Blainville : Lissajous, p. 36, fig. 20.
1969 *Hibolites hastatus* Blainville : Galácz, p. 125, pl. II, fig. 3 ; pl. III, fig. 1.

Exemplare studiate: 1 fragment.

Descriere: Rostrum sub formă de lance, mai subţire în zona alveolară şi mai gros în zona mediană. Secţiunea transversală este circulară în zona alveolară şi turtită ventral în porţiunea mediană.

Distribuţie: *H. hastatus* (Blainv.) se întîlneşte frecvent în dogger-callovianul din Europa.

LA FAUNE DE BÉLEMNITES DU DOGGER DE ROȘIA (MONTS PĂDUREA CRAIULUI)

RÉSUMÉ

Dans la région de Roşia les dépôts doggériens affleurent dans Valea Lazuri et Valea Cuţilor. A l'entrée des gorges de Lazuri et sur le ruisseau Strungaru les dépôts doggériens contiennent une riche faune d'invertébrés où les ammonites et les bélemnites prédominent.

Dans Valea Lazuri le Dogger est représenté par des calcaires gris avec *Ludwiga* et les bélemnites *Mesoteuthis* aff. *conoideus* (Oppel), *M. rhenana* (Oppel) (Aalenian) ; des marnes gréseuses rouges avec *Emileia brocchii* (Sow) et les bélemnites *Megateuthis* cf. *giganteus* (Schloth.), *M.* cf. *elliptica* (Miller), *M.* cf. *aalensis* (Voltz), *Pachyteuthis gingensis* (Oppel), *P. breviformis* (Voltz), *Holcobelus munieri* (Desl.), *H. blainvillei* (Voltz), *Belemnopsis* cf. *acutirostris* Lissajous etc. (Bajocien) ; des calcaires rouges et calcaires oolitiques ferrugineux (couches de Klus) (Bathonien-Callovien).

Dans Valea Cuţilor, quoique le Dogger ait la même composition lithologique, ses dépôts contiennent une faune d'ammonites bien conservée.

Les bélemnites sont plus rares et on les rencontre surtout en fragments. On en mentionne l'espèce *Hibolites bastatus* (Blainville).

L'épaisseur des formations doggériennes de Roşia varie de 0,5 à 2,5 m. Très souvent elles s'effilent sous le poids des calcaires de Stramberg ou sont recouvertes par des cailloutis de pente.

BIBLIOGRAFIE

Benecke E. W. (1898), *Beiträge zur Kenntnis des Jura in Deutsch-Lothringen*, Abh. Geol. Specialik. von Els.-Loth., N. F., *1*.

Borissjac A. (1908), *Die Fauna des Donez-Jura*, Mém. Com. Géol. St. Pétersbourg, N. S., *37*.

Galécz A., Vörös A. (1969), *Belemnite fauna of the ammonite-rich Callovian bed at Villány, south Hungary*, Ann. Univ. Sci. Budap. Rol. Eötvös, Sectio Geologica, **XII** (1960).

Horwitz L. (1937), *La faune et l'âge des couches à Posidonomyes (Zone Piénine des Klippes, Karpates Polonaises)*, Bull. Serv. Géol., **IX**, *1*.

Keyser E. (1911), *Lehrbuch der Paläozoologie*, **II**, *Invertebraten*, Jena.

Lissajous M. (1925), *Répertoire alphabétique des Bélemnites Jurassiques*, Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, **VIII**, *7*.

Lissajous M. (1927), *Description de quelques nouvelles espèces de bélemnites jurassiques*, Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, **X**, *7* (supp.).

Müller A. H. (1960), *Lehrbuch der Paläozoologie*, **II**, *Invertebraten*, *2*, Jena.

Orbigny d'A. (1842—1849), *Paléontologie française. Terrains jurassiques*, **I**, *Céphalopodes* (Atlas et Texte).

Quenstedt F. A. (1846—1849), *Petrefactenkunde Deutschlands*, **I**, *Die Cephalopoden*, Tübingen.

PLANŞA I

Fig. 1. — *Megateuthis* cf. *giganteus* (Schlotheim) : *a*, secţiune longitudinală ; *b* secţiune transversală prin zona alveolei. Bajocian, pîrîul Lazuri.

Fig. 2. — *Megateuthis* cf. *giganteus* (Schlotheim) : secţiune longitudinală. Bajocian, pîrîul Lazuri.

Fig. 3. — *Megateuthis* cf. *elliptica* (Miller) : *a*, secţiune în zona alveolei ; *b*, secţiune în apropiere de vîrf. Bajocian, pîrîul Lazuri.

Fig. 4. — *Megateuthis* cf. *aalensis* (Voltz) : *a*, secţiune în apropiere de alveolă ; *b*, secţiune în zona mediană ; *c*, secţiune în apropiere de vîrf. Bajocian, pîrîul Lazuri.

Fig. 5. — *Pachyteuthis gingensis* (Oppel) : *a*, secţiune în zona alveolei. Bajocian, pîrîul Strungarului.

Fig. 6. — *Pachyteuthis breviformis* (Voltz) : *a*, secţiune în zona alveolei . Bajocian, pîrîul Strungarului.

Fig. 7. — *Pachyteuthis breviformis* (Voltz) : *a*, secţiune în zona alveolei. Bajocian, pîrîul Strungarului.

Fig. 8. — *Mesoteuthis* cf. *quenstedti* (Oppel) : *a*, secţiune în zona apropiată alveolei. Bajocian, pîrîul Strungarului.

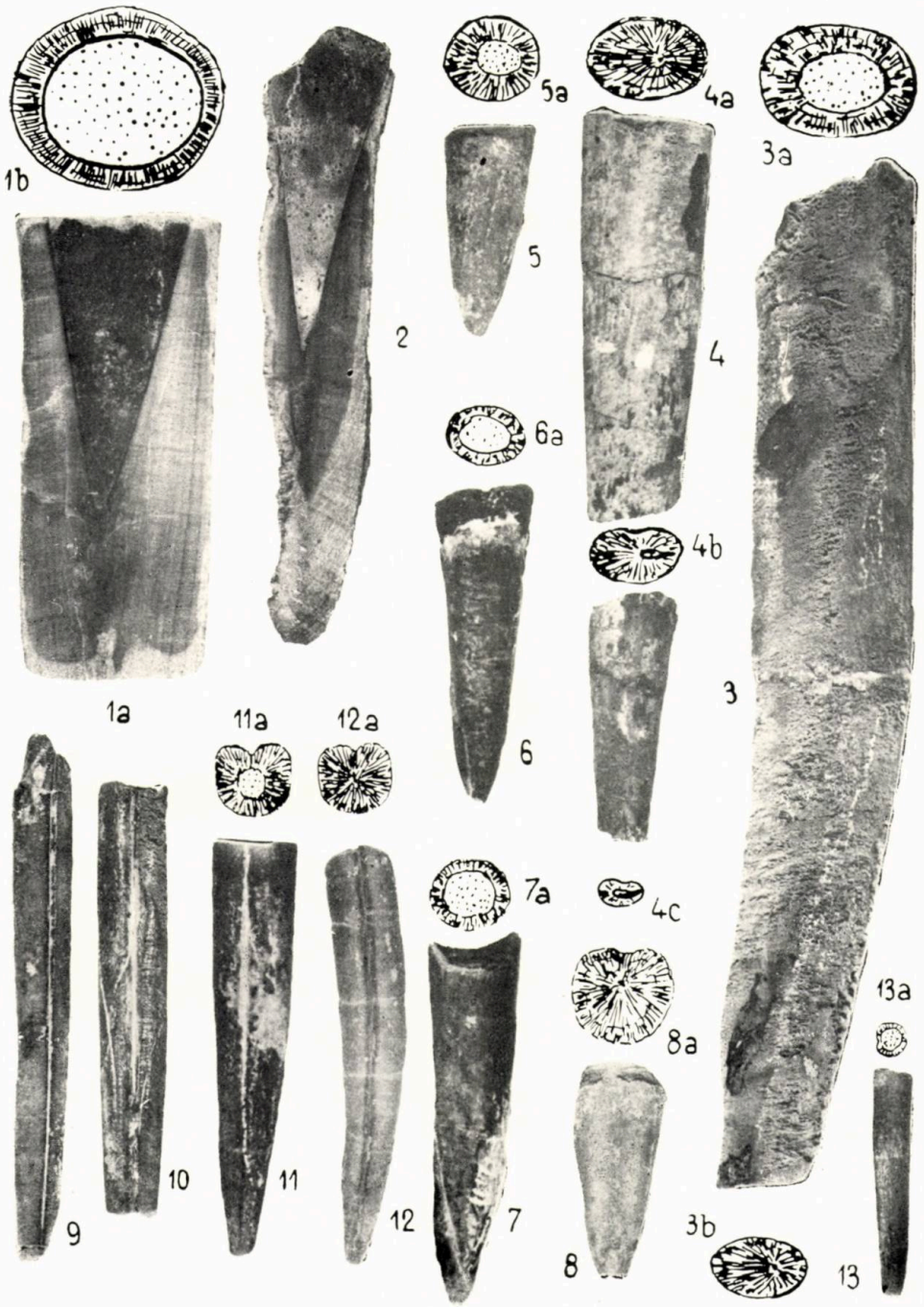
Fig. 9. — *Holcobelus munieri* (Deslongchamps). Bajocian, pîrîul Lazuri, pîrîul Strungarului.

Fig. 10. — *Holcobelus munieri* (Deslongchamps). Bajocian, pîrîul Lazuri, pîrîul Strungarului.

Fig.11. — *Holcobelus munieri* (Deslongchamps) : *a*, secţiune în zona alveolei. Bajocian, pîrîul Lazuri, pîrîul Strungarului.

Fig. 12. — *Holcobelus munieri* (Deslongchamps) : *a*, secţiune în zona alveolei. Bajocian, pîrîul Lazuri, pîrîul Strungarului.

Fig. 13. — *Belemnites sp.* : *a*, secţiune în zona alveolei. Bajocian, pîrîul Strungarului.


1b
1a
2
5a
5
6a
6
4a
4
4b
4c
3a
3
3b
7a
7
8a
8
11a
11
12a
12
9
10
13a
13

PLANŞA II

Fig. 1. — *Mesoteuthis* aff. *conoideus* (Oppel) : *a*, secţiune în zona alveolei ; *b*, secţiune în apropiere de vîrf. Aalenian, pîrîul Strungarului.

Fig. 2. — *Mesoteuthis* aff. *conoideus* (Oppel) : *a*, secţiune în apropiere de vîrful alveolei ; *b*, secţiune în apropiere de vîrful rostrumului. Aalenian, pîrîul Strungarului.

Fig. 3. — *Holcobelus blainvillei* (Voltz) : *a*, secţiune în zona alveolei. Bajocian, pîrîul Strungarului.

Fig. 4. — *Holcobelus blainvillei* (Voltz) : *a*, secţiune în zona alveolei. Bajocian, pîrîul Strungarului.

Fig. 5. — *Holcobelus munieri* (Deslongchamps) : *a*, secţiune în zona alveolei ; *b*, secţiune în apropiere de vîrf. Bajocian, pîrîul Strungarului, pîrîul Lazuri.

Fig. 6. — *Holcobelus munieri* (Deslongchamps) : *a*, secţiune în zona alveolei ; *b*, secţiune în apropiere de vîrf. Bajocian, pîrîul Strungarului, pîrîul Lazuri.

Fig. 7. — *Holcobelus munieri* (Desl.) : *a*, secţiune în zona alveolară ; *b*, secţiune în zona de vîrf. Bajocian, pîrîul Strungarului, pîrîul Lazuri.

Fig. 8. — *Mesoteuthis* aff. *rhenana* (Oppel) : *a*, secţiune în zona alveolară ; *b*, secţiune în zona de vîrf. Aalenian, pîrîul Strungarului.

Fig. 9. — *Holcobelus munieri* (Desl.). Bajocian, pîrîul Strungarului, pîrîul Lazuri.

Fig. 10 — *Holcobelus blainvillei* (Voltz). Bajocian, pîrîul Strungarului.

Fig. 11. — *Hibolites* aff. *hastatus* (Blainville) : *a*, secţiune în apropiere de alveolă ; *b*, secţiune în zona mediană. Bathonian-callovian inferior, pîrîul Cuţilor.

Fig. 12. — *Mesoteuthis* aff. *rhenana* (Oppel) : *a*, secţiune în zona alveolei ; *b*, secţiune în apropiere de vîrf. Aalenian, pîrîul Strungarului.

Fig. 13. — *Mesoteuthis* aff. *rhenana* (Oppel) — fragment : *a*, secţiune. Aalenian, pîrîul Strungarului.

Fig. 14. — *Belemnopsis* cf. *acutirostris* Lissajous : *a*, secţiune. Bajocian, pîrîul Strungarului.

1a
2a
3a
4b
5a
6a
7a
1
2
3
4
5
6
7
1b
2b
5b
6b
7b
8a
8
8b
9
10
11a
11
11b
12a
12
12b
13a
13
14a
14

QUENSTEDT F. A. (1858), *Der Jura*, Tübingen.
ROCHÉ P. (1939), *Aalénien et Bajocien du Maconnais et de quelques régions voisines*, Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, **XXXV**, *29*.
ROGER J. (1952), *Sous-classe des Dibranchiata*, în *Traité de Paléontologie*, **II**, Paris.
SCHWEGLER E. (1962—1965, 1969), *Revision der Belemniten des Schwäbischen Jura*, Palaeontographica, **120**, **124**, **132**, Stuttgart.
WERNER E. (1913), *Ueber die Belemniten des schwäbischen Lias und mit ihnen verwandten Formen des Braunen Jura*, Palaeontographica, **LIX**, Stuttgart.
KRÎMGOLȚ G. I. (1958), *Podclass Endocochilia*, în *Osnovi Paleontologhii*, Moskva.

Primit în redacție la 4 mai 1974

Universitatea București
Facultatea de geologie-geografie

NANNOPLANCTONUL DIN STRATELE DE CETATE ŞI SEMNIFICAŢIA LUI STRATIGRAFICĂ

DE

N. MÉSZÁROS, C. LEBENZON, C. IANOLIU, N. PION

Depozitele studiate de noi au fost denumite de către G. Stache (1863) stratele de Cetate sau stratele cu *Corbula*. Contribuţii la cunoaşterea acestor depozite au fost aduse de K. Hoffmann (1897). Mai tîrziu, *A. Koch* (1894) le atribuie acestora vîrsta oligocen superioară. Gr. Răileanu şi E. Saulea (1956) separă aceste depozite în baza „stratelor de Valea Almaşului". N. Mészáros (1959, 1963) descrie cirenele şi resturile de chelonieni din aceste strate, atribuindu-le vîrsta oligocen superioară. I. Petrescu (1969), pe baza amprentelor foliare din baza stratelor de Cetate, le atribuie acestora vîrsta rupelian superioară. N. Şuraru (1970, 1971) paralelizează aceste depozite cu orizontul gresiei de Var, iar ca vîrstă le atribuie egerianului (pro parte), respectiv chattianului. V. Moisescu (1972), în lucrarea sa monografică privind macrofauna stampiană şi egeriană dintre Cluj şi Romînaşi, echivalează stratele de Cetate cu aşa-numitele strate de Bozna, sub care delimitează stratele de Ticu superioare sau stratele de Dîncu-Tămaşa. Ca vîrstă, stratele de Cetate sînt incluse după el în seria depozitelor oligocene-miocene de vîrstă egeriană. Contribuţii de ordin stratigrafic au mai fost aduse de A. Rusu (1967) şi Gh. Mărgărit (1968). Cărbunii aparţinători acestor depozite au fost prospectaţi şi exploraţi în ultimele decenii de către echipele de geologi ale I.P.E.G.-ului (N. Pion şi colab., 1967)[1].

Am cercetat într-o serie de profile conţinutul în nannoplancton a părţii superioare a şisturilor argiloase de Ileanda şi depozitelor aparţinătoare stratelor de Cetate.

La Var, pe Pîrîul Satului, am putut identifica la baza stratelor de Cetate, într-o succesiune de argile cu gresii, care sînt dispuse concordant peste şisturile de Ileanda, o asociaţie de nannoplancton. Peste acest nivel urmează bancuri masive de gresii cuarţitice, mai fine sau mai grosiere, chiar conglomeratice, avînd o grosime de 50—60 m. Între bancurile de gresii cu stratificaţie încrucişată se intercalează nisipuri cuarţoase-caolinoase. N. Şuraru (1970) semnalează că în treimea superioară a acestor gresii apare un nivel (5 — 6 m) de argile şocolatii sau cenuşii-albăstrui, cu moluşte salmastre (cirene şi congerii), avînd în baza lui şi intercalaţii subţiri de şisturi argiloase-cărbunoase.

Asociaţia de nannoplancton studiată de noi poate fi găsită numai în baza acestei serii grezoase.

---

[1] Pion N., Mărgărit Gh., Mărgărit Maria, Ghiu Teodora (1967), *Revizuiri şi sinteză pentru cărbune brun în bazinul văii Almaşului inclusiv rama nord-vestică a Bazinului Transilvaniei pînă în valea Lăpuşului*, arh. Inst. geol., geofiz.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, NR. 2, P. 215—219, BUCUREŞTI, 1975

Au fost determinate de noi următoarele specii de nannoplancton :
Sphenolithus ciperoensis Bramlette et Wilcoxon
Sphenolithus pacificus Martini
Sphenolithus sp.
Helicopontosphaera recta (Haq), Martini
Cyclococcolithus floridanus (Roth et Hay)
Coccolithus aff. *rupeliensis* Müller
Dictyococcites bisectus (Hay, Mohler, Wade)
Dictyococcites dictyodus (Deflandre et Fert), Martini
Dictyococcites scripssae Bukry et Percival
Reticulofenestra dictyoda scisura (Hay, Mohler, Wade), Locker
Reticulofenestra cf. *insignita* Roth et Hay
Reticulofenestra ornata Müller
Reticulofenestra umbilica (Levin), Martini et Ritzkowski
Reticulofenestra sp.
Cribrosphaera cf. *ehrenbergi* (Arkhangelsky)

Din asociaţia de mai sus, cîteva specii sînt remaniate, acestea urmînd a nu fi discutate.

În afara acestora, unele specii, ca : *Sphenolithus pacificus* şi *Cyclococcolithus floridanus*, au o mare dezvoltare, cuprinzînd pe lîngă oligocen şi o parte din miocen (E. Martini, 1971 ; M. N. Bramlette şi J. A. Wilcoxon, 1967; C. Müller, 1970).

Specii ca *Dictyococcites dictyodus* şi *Dictyococcites scripssae*, care după unii autori intră în sinonimie (D. Bukry şi S. Percival, 1971), îşi încep evoluţia în eocen, după unii autori (D. Bukry şi S. Percival 1971), nedepăşind oligocenul, iar după alţii, pătrunzînd pînă în baza miocenului (E. Martini, 1971).

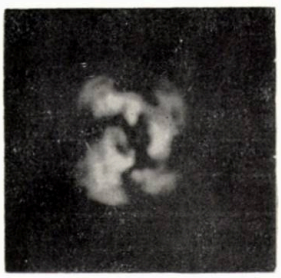
Specia *Reticulofenestra dictyoda scisura*, care intră în sinonimia speciei *Coccolithus* cf. *scissurus*, este de asemenea menţionată ca nedepăşind în dezvoltarea sa oligocenul (S. Locker, 1972 ; M. N. Bramlette şi J. A. Wilcoxon, 1967).

Pentru precizarea limitei inferioare a speciilor de nannoplancton ne dau indicaţii valoroase speciile : *Dictyococcites bisectus*, *Reticulofenestra ornata*, *Coccolithus rupeliensis* şi *Reticulofenestra* cff. *insignita*.

Specia *Dictyococcites bisectus* este considerată ca dezvoltîndu-se pe intervalul eocen superior-oligocen (D. Bukry şi S. Percival, 1971).

PLANŞA I

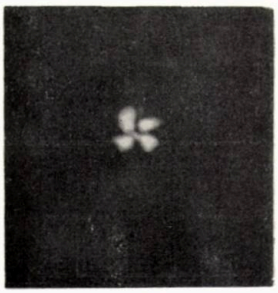
Fig. 1. — *Dictyococcites dictyodus* (Deflandre et Fert), Martini ; N+ ; ×2 000.
Fig. 2, 3. — *Reticulofenestra umbilica* (Levin, 1965), Martini et Ritzkowski ; N+ ; × 2 000.
Fig. 4. — *Sphenolithus* sp. M+ ; × 2 000.
Fig. 5. — *Reticulofenestra dictyoda scisura* (Hay, Mohler, Wade), Locker ; N+ ; × 2 000.
Fig. 6, 7. — *Reticulofenestra* cf. *insignita* Roth et Hay ; N+ ; × 2 000.
Fig. 8, 9. — *Sphenolithus pacificus* Martini ; N+ ; × 2 000.
Fig. 10 , 11, 12. — *Coccolithus* aff. *rupeliensis* Müller ; N+ ; × 2 000.



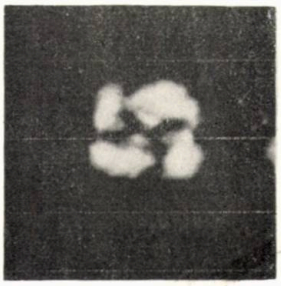
1

2

3

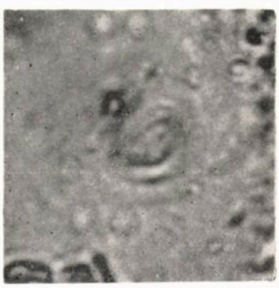


4



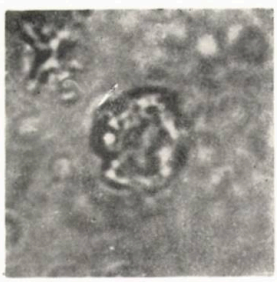
5

6

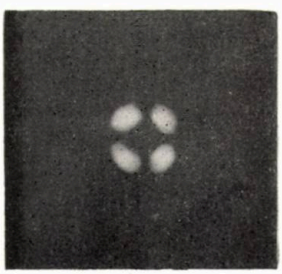


7

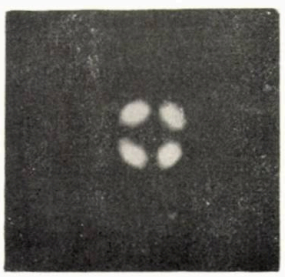
8



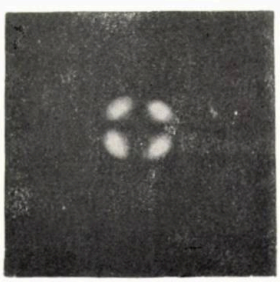
9



10



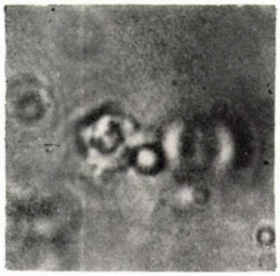
11



12

PLANȘA II

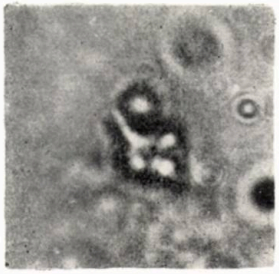
Fig. 13. — *Coccolithus* aff. *rupeliensis* Müller; N+; × 2 000.
Fig. 14, 15, 16, 17, 18. — *Sphenolithus ciperoensis* Bramlette et Wilcoxon; N+; × 2 000.
Fig. 19. — *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler, Wade); N+; × 2 000.
Fig. 20. — *Cyclococcolithus floridanus* (Bukry et Hay); N+; × 2 000.
Fig. 21. — *Reticulofenestra ornata* Müller; N+; × 2 000.
Fig. 22. — *Dictyococcites dictyodus* (Deflandre et Fert) Martini; N+; × 2 000.
Fig. 23, 24. — *Reticulofenestra* cf. *insignita* Roth et Hay; N+; × 2 000.



13

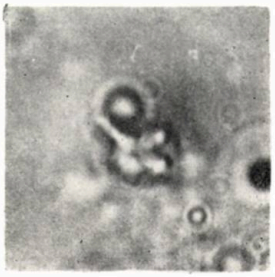
14

15



16

17



18

19

20

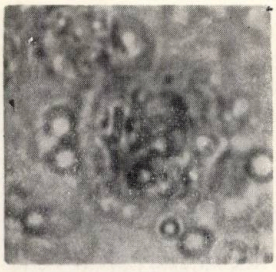
21

22

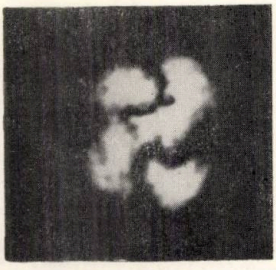
23

24

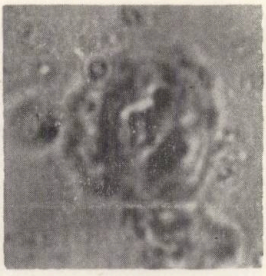
25



26

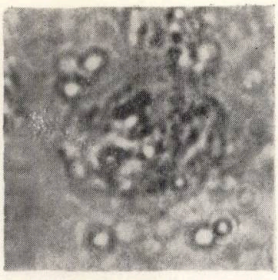


27



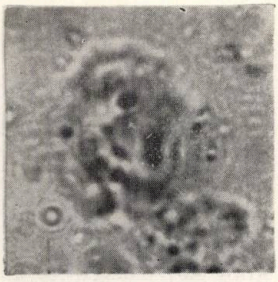
28

29

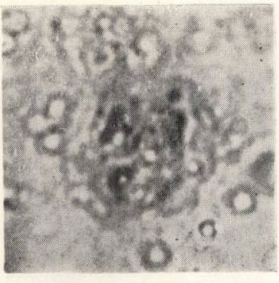


30

31



32



33

Fig. 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33. — *Helicopontosphaera recta* (Haq) Martini ; N+ ; × 2 000.

În alte lucrări (M. N. Bramlette şi J. A. Wilcoxon, 1967) această specie este apreciată drept o formă comună pentru eocenul superior şi oligocenul inferior. Ea este amintită, însă, ca fiind prezentă în rupelianul tip.

Specia *Reticulofenestra* cf. *insignita* este menţionată iniţial în oligocenul inferior (W. W. Hay, H. Mohler, P. Roth şi R. Schmidt, 1967 ; E. Martini, 1969) şi apoi în zonele mai superioare, NP 23 şi mai rar NP 24 (E. Martini, 1971).

Reticulofenestra ornata, precum şi specia *Coccolithus rupeliensis* au fost menţionate (C. Müller, 1970) ca avînd o arie de răspîndire cuprinsă în zonele NP 23 şi mai rar NP 24, avînd însă „stratum typicum" în rupelianul superior.

Intervalul stratigrafic care ar putea fi luat în discuţie, ţinînd seama de speciile cu valoare stratigrafică, ar fi cuprins între zonele NP 23 şi NP 24 inclusiv.

Avem posibilitatea să şi micşorăm acest interval, pentru a stabili o vîrstă mai precisă cu ajutorul speciilor *Helicopontosphaera recta* şi *Sphenolithus ciperoensis*. Prima a fost descrisă iniţial din formaţiunea de Cipero, ca dezvoltîndu-se pe intervalul stratigrafic acoperit de zonele de foraminifere planctonice *Globorotalia opima* şi *Globigerina ciperoensis ciperoensis*, cu precădere în cea din urmă. După E. Martin (1969), specia *Helicopontosphaera recta* marchează debutul zonei NP 24 şi este menţionată în ultimile zone ale oligocenului (NP 24, NP 25).

Sphenolithus ciperoensis aparţine lui Bramlette şi Wilcoxon, care o pun în evidenţă în anul 1969, fiind descrisă din formaţiunea de Cipero ; ocupă zonele de foraminifere *Globorotalia opima opima* şi *Globigerina ciperoensis*, tot cu precădere în cea din urmă, deci tot ultimele zone ale oligocenului.

Martini, în zonarea standard (1971), preia această zonă, care la el constituie zona NP 25. El menţionează că specia *Sphenolithus ciperoensis*, ca şi specia *Helicopontosphaera recta* marchează cu precizie debutul zonei NP 24, dezvoltîndu-se însă pe intervalul ultimelor două zone ale oligocenului (NP 24 şi NP 25).

Toate argumentele menţionate mai sus demonstrează cu precizie că depozitele studiate reprezintă zonele *NP 24 şi NP 25*.

Cronostratigrafic, acest interval cuprinde *rupelianul superior* (adică echivalentul argilelor cu septarii), care se aştern peste rupelianul tip, reprezentant prin zona NP 23, precum şi baza *chattianului*.

THE NANNOPLANKTON IN THE CETATE STRATA AND ITS STRATIGRAPHIC MEANING

ABSTRACT

The nannoplankton examined comes from an alternation of clay and sandstones belonging to the upper part of the Ileanda shales laying at the basis of the Cetate strata.

Out of this association a number of 15 species of nannoplankton were determined.

Studying the spread on a vertical line of the separate species and their stratigraphic meaning, we may conclude that the deposits under research belong to the NP 24 and NP 25 zones from the Erlend Martini zonation. From a chronostratigraphic point of view, this span covers the upper rupelian (an equivalent of septarian clays), that lie on the top of the rupelian type, represented by the NP 23 zone, as well as by the chattian basis.

BIBLIOGRAFIE

ANDERSON A. J., HINCH W., MARTINI E., MÜLLER C., RITZKOWSKI S. (1971), *Chattian*, Giornale di Geologia, **XXXVII**, *2*, Bologna.

BRAMLETTE M. N., WILCOXON J. A. (1967), *Middle tertiary calcareous nannoplankton of the Cipero section, Trinidad*, W. I. Tulane Study. Geol., **5**.

BUKRY D., PERCIVAL S. (1971), *New tertiary calcareous nannofossils*, Tulane Study. Geol. Pal., **8**, *3*.

CICHA I., HAGN H., MARTINI E. (1971), *Das Oligozän der Alpen und der Karpaten. Ein Vergleich mit Hilfe planktonischer Organismen*, Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **11**, München.

DEFLANDRE G., FERT CH. (1954), *Observation sur les coccolithophoridés actuels et fossiles en microscope ordinaire et électronique*, Ann. Paléont., **40** (2e ed. 1968), Paris.

HAY W. W., MOHLER H., ROTH P., SCHMIDT R. (1967), *Calcareous Nannoplankton Zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean Antillean Area and Transoceanic Correlation*, Gulf. Coast. Ass. Geol. Soc., **XVII**.

HOFMANN K. (1879), *Bericht über die im östlichen Theile des Szilágyer Comitate während der Sommercampagne 1878*, Földt. Közl., **9**, *5*, *6*, Budapest.

KOCH A. (1894), *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile I. Theil. I*, Paläogen Abt. Mitth. a. d. jahr., **10**, *6*. Budapest.

LOCKER S. (1972), *Coccolithineen aus dem paläogen Mitteleuropas*, Paläont. Abh., Abt. B, **3**, *5*, Berlin.

MARTINI E. (1967), *Calcareous nannoplankton from the type langhian*, Giornale di Geologia, **XXXV** *2*, Bologna.

— (1971), *Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation*, II Palnk. Conf. Roma.

MARINESCU Fl. şi colab. (1972), *Guide de l'excursion de la V-e réunion du groupe de travail pour la Paratéthys*, Inst. geol., nr. 9, Bucureşti.

MĂRGĂRIT GH. (1968), *Paralelizarea stratelor de cărbuni din bazinul Văii Almaşului (Transilvania)*, Bul. geol., **3**.

MÉSZÁROS N. (1959), *Cirenele din stratele de Cetate de la Cluj*, Studia Univ., „Babeş-Bolyai", Ser. 2., fasc. 1, Cluj.

MÉSZÁROS N., LEBENZON C., IANOLIU C. (1973), *Limita eocen-oligocen în Dealul Hoia din Cluj, stabilită cu ajutorul nannoplanctonului*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Ser. geol. min., fasc. 1, Cluj.

MÉSZÁROS N., LEBENZON C., IANOLIU C. (1974), *Limita eocen-oligocen la Mera stabilită cu ajutorul nannoplanctonului*, sub tipar.

MTINARSKI M., MÉSZÁROS N. (1963), *Systematic Position of Clemmis strandi (Szalai, 1934) from the Upper Oligocene of Cluj (Romania)*, Acta Zoologica Cracoviensia, **9**, Krakaw.

MÜLLER C. (1970), *Nannoplankton Zonen der Unteren Meermolasse Bayerns*, Geol. Bavarica, **63**, München.

MOISESCU V. (1972), *Mollusques et échinides stampiens et égériens de la région de Cluj—Huedin—Românaşi (nord-ouest de la Transylvanie)*, Mém. Inst. Geol., **16**, Bucureşti.

PETRESCU I. (1969), *Flora oligocenă din bazinul văii Almaşului, NV Transilvaniei*, teză de doctorat, Bucureşti.

ROTH H. P. (1970), *Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy*, Eclogae Geol. Helv., **63**, *3*.

ROTH H. P., BAUMANN P., BERTOLINO V. (1971), *Late eocene-oligocene calcareous nannoplankton from central and northern Italy*, II Plank. Conf. Roma.

ROTH H., FRANZ H. E. (1970), *Morphological study of selected members of the genus „Sphenolithus" Deflandre (Incertae sedis), Tertiary*, II Plank. Conf. Roma.

RĂILEANU GR., SAULEA E. (1956), *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (NV Bazinului Transilvaniei)*, An. Com. Stat. Geol., **29**.

RUSU A. (1967), *Studiul geologic al regiunii Moigrad (N V Bazinului Transilvaniei)*, D. S. Inst. geol., LIII/1.

ŞURARU N. (1970), *Stratigrafia depozitelor terţiare din bazinul superior al văii Almaşului (NV Transilvaniei) cu privire specială asupra celor miocen-inferioare*, teză de doctorat. Bucureşti.

— (1971) *Asupra limitei Paleogen/Neogen în Nord-vestul Depresiunii Transilvaniei*, Bul. soc. şt. geol. din R.S. Română, **13**, Bucureşti.

Primit în redacţie la 6 mai 1974

Universitatea „Babeş-Bolyai"
Catedra de geologie-mineralogie

FACIESUL LITORAL AL CAMPANIANULUI SUPERIOR—MAESTRICHTIANULUI INFERIOR ÎN MUNȚII APUSENI DE NORD

DE

DENISA LUPU

Înainte de a se fi semnalat prezența în depozitele calcaroase de la partea superioară a formațiunii de Gosau din Munții Apuseni de nord a unor elemente de faună campaniană superioară-maestrichtiană inferioară, singura formațiune căreia i se atribuia vîrsta maestrichtiană era cea efuzivă, care marchează începutul ciclului eruptiv-banatitic.

Încă de la descrierea primului radiolitid aparținînd genului *Pseudopolyconites* (Denisa Lupu, 1969), mereu alte mărturii asupra unei faune de rudiști de vîrstă campaniană superioară-maestrichtiană inferioară, cît și asociații de microfaună de aceeași vîrstă vin să statornicească ideea că faciesurile litorale ale santonian-campanianului inferior s-au menținut și în secvența terminală a campanianului, ca și în prima jumătate a maestrichtianului.

De remarcat este faptul că aceste depozite au un caracter ingresiv, fiind dispuse în cele mai frecvente cazuri direct pe fundamentul de calcare neojurasice sau calcare cristaline.

Perpetuarea acestui facies la partea superioară a senonianului din Munții Apuseni de nord se datorează menținerii în această regiune a unei zone de șelf pe care s-au putut dezvolta în continuare organismele fixate de tipul rudiștilor, ca și conservării unor căi de comunicație din direcțiile SV—V, prin care s-au putut infiltra faunele de rudiști ale domeniului mediteranean-dinaric, ocolind aria de subsidență a Apusenilor de sud, în care se depuneau în această perioadă depozite de fliș.

Din anasamblul faunei de rudiști de vîrstă campanian superioară-maestrichtian inferioară, o parte este constituită din specii deja publicate : *Pseudopolyconites* sp. (Denisa Lupu, 1969), *Klinghardtites musculosus* (Klinghardt) (Denisa Lupu, 1971), *Colveraia secunda* n. sp. (Denisa Lupu, 1970), *Joufia reticulata* Boehm, *Bournonia bournoni* Des Moulins (V. Todiriță-Mihăilescu, I. Preda, 1972). Această faună este localizată în grabenul Remeți (*Pseudopolyconites* sp.), în Depresiunea Borod (*Colveraia secunda*) și în Depresiunea Roșia (*Klinghardtites musculosus*, *Joufia reticulata*, *Bournonia bournoni*).

În cele ce urmează va fi redată descrierea cîtorva specii de rudiști care vin să completeze inventarul încă restrîns al faunei senonianului superior în facies litoral din Munții Apuseni de nord.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, NR. 2, P. 221–228, B UCUREȘTI, 1975

Familia **HIPPURITIDAE** Gray 1848

Genul **Hippurites** Lamark 1801

Hippurites lapeirousei Goldfuss

pl. IV, fig. 10

1932 *Hippurites* (*Orbignya*) *lapeirousei* Goldfuss Kühn, p. 54 (cum sinonimia); 1934 Milovanović, p. 233, fig. text 225.

Exemplarele aparţin morfei în cadrul căreia valvele inferioare au suprafaţa costată. Creasta ligamentară este de abia marcată. Pilierii au bază largă şi aceeaşi amplitudine. Limb striat radiar. Fosetele B′ şi B sînt situate pe o linie oblică, iar apofiza mioforă posterioară în acelaşi plan cu B′. Valvele superioare lipsesc.

Zăcămînt: Calcarul cu rudişti de la Zece Hotare — Dealul Roşioru (Munţii Apuseni de nord), maestrichtian inferior.

Răspîndire şi nivel stratigrafic: Specia este frecvent întîlnită în depozite de vîrstă maestrichtiană din Franţa (Dordogne, Haute Garrone, Perigord), din Spania (Quintanaloma-Burgos), Iugoslavia (Serbia orientală-Bacevića), Olanda (Petersberg, lîngă Maestricht).

Hippurites castroi Vidal

pl. IV, fig. 10

1932 *Hippurites* (*Orbignya*) *castroi* Kühn, p. 41 (cum sinonimia).

Cîteva specimene reprezentînd secţiuni de valve inferioare sînt asociate cu exemplare de *Hippurites lapeirousei* Goldfuss. Ornamentaţie constituită din coaste angulare, neregulate. Creastă ligamentară absentă. Pilierii mai proeminenţi decît la specia precedentă, cu baze largi. Aparatul miocardinal similar speciei precedente.

Zăcămînt: Zece Hotare-Dealul Roşioru (Munţii Apuseni de nord), maestrichtian inferior.

Răspîndire şi nivel stratigrafic: Spania (Catalonia), maestrichtian.

Familia **RADIOLITIDAE** Gray 1848

Genul **Joufia** Boehm 1897

Joufia cappadociensis (Cox)

pl. III, fig. 9

1960 *Parasauvagesia cappadociensis* Cox, p. 38, pl. 61, 62, fig. text 1; *Joufia cappadociensis* Kapacabey, p. 133, pl. I, fig. 1—3; pl. II, fig. 1—3; pl. III, fig. 2, fig. text 1, 2.

Ca rezultat al studiului asupra unor exemplare bine conservate, N. K a r a c a b e y a descris în 1969 cea de a doua specie a genului *Joufia* Boehm. Totodată, autoarea constată sinonimia acestora cu specimenele pe baza cărora C o x a creat în 1960 genul *Parasauvagesia* cu specia *cappadociensis*. Elementul care dovedeşte apartenenţa acestei specii la genul *Joufia* este prezenţa stratelor cu canale în constituţia valvelor superioare. Diferenţa faţă de *Joufia reticulata* Boehm constă dintr-o mai fină reticulaţie a limbului valvei inferioare şi în densitatea şi modul de distribuţie a canalelor valvei superioare.

Specimenul identificat în Pădurea Craiului reprezintă o valvă inferioară. Dimensiuni: lungime—5,8 cm, diametru—12,5 cm, lăţimea limbului — 3 cm.

Cochilie conică evazată, fin costată. Limb cu reticulaţie fină poligonală. Un strat prismatic din celule cvadrangulare limitează cavitatea viscerală. Creastă ligamentară scurtă, triunghiulară proximal, dilatată distal. Aparatul miocardinal slab conturat.

Zăcământ: Zece Hotare-Dealul Roşioru (Munţii Apuseni de nord), maestrichtian inferior.

Răspîndire şi nivel stratigrafic: Turcia (Cappadocia), maestrichtian.

Joufia silva-regis n. sp.

pl. I, fig. 1, 2; pl II, fig. 3—5; pl. III, fig. 6

Diagnoză: Valva inferioară masivă, cilindrică, fin costată. Benzi sifonale nediferenţiate. Creastă ligamentară rotunjită distal, deviată anterior. Valva superioară foliacee.

Descrierea holotipului: Valva inferioară costulată. Benzi sifonale nediferenţiate. Limb reticulat poligonal. Creastă ligamentară rotunjită distal, deviată către parte anterioară. Valva superioară are o structură foliacee. În secţiune longitudinală se remarcă periferic o zonă de 1,8 cm grosime, cu lamele dispuse oblic. Grosimea unei lamele este de 0,5 mm. Stratul cu canale, ocupînd o suprafaţă mai restrînsă, este alcătuit din planşeuri de aceeaşi grosime, înclinate diferit faţă de orientarea lamelor stratului marginal. Deschiderile canalelor au un diametru de 1 mm, aliniindu-se pe un singur şir la distanţe de 2 — 3 mm. În rest, structura valvei superioare nu mai poate fi descifrată datorită erodării părţii centrale.

Raporturi şi diferenţe: Modul de repartiţie a canalelor valvei superioare este asemănător speciei *Joufia cappadociensis*. Forma crestei ligamentare diferă de aceea a speciilor cunoscute.

Holotip: Nr. 451 în colecţia Institutului de geologie şi geofizică Bucureşti.

Localitate tip: Borod — Valea Neagră (Munţii Pădurea Craiului).

Derivaţia numelui: De la regiunea de ocurenţă.

Diagnose: Valve inférieure massive, cylindrique, costullée. Les bandes siphonales ne sont pas marquées. Arête ligamentaire arrondie, déviée antérieurement. Valve supérieure foliacée.

Description d'holotype: Valve inférieure ornementée de côtes fines, traversée de stries d'accroissement bien serrées. Bandes siphonales non diffé-

renciées. Limbe réticulé polygonal, rubané par des zones plus claires, sinueuses, irrégulièrement disposées. Arête ligamentaire longue et arrondie, déviée antérieurement. Longueur : 1,5 cm. Diamètre : 14 cm. Valve supérieure foliacée. En section longitudinale on distingue périphériquement une structure lamellaire oblique. Largeur d'une lamelle : 0,5 mm. La couche aux canaux constituée par des lamelles de même épaisseur, autrement orientées. Les ouvertures des canaux disposées dans une seule rangée, ont un diamètre de 1 mm. La partie centrale de la valve est détruite.

Rapports et différences : La répartition des canaux est bien semblable à *Joufia cappadociensis*. La forme de l'arête ligamentaire diffère nettement par rapport à toutes les autres espèces connues.

Holotype : N° 451 dans la collection de l'Institut de Géologie et Géophysique de Bucarest.

Localité type : Borod-Valea Neagră (Monts Apuseni du nord).

Horizon stratigraphique : À la partie supérieure de la succession sénonienne de Valea Neagră-Borod, campanien supérieur-maëstrichtien inférieur.

Dérivation du nom : De la région de provenance.

Genul **P s e u d o p o l y c o n i t e s** Milovanović 1935

Pseudopolyconites milovanovici n.sp.

pl. IV, fig. 11

1969 *Pseudopolyconites* sp. D. Lupu, p. 216, pl. I, fig. 26.

Descrierea holotipului : Valva inferioară. Secţiune transversală subcirculară. Suprafaţă erodată, nu apar excrescenţe tubulare. Structura testului este distinctă în zona cardinală, unde strate lamelare alternează cu benzi de reticul fin şi neregulat, cu prisme uneori alungite radial. În rest se observă o reticulaţie uniformă, poligonală. Zona sifonală E nediferenţiată. Zona sifonală S cu o structură constînd din benzi prismatice dispuse radial în partea centrală şi oblic marginal. Creastă ligamentară de 0,8 cm, cu dilataţie distală. Diametrul : 13,2 cm.

Holotip : No. 307, în colecţia Institutului de geologie şi geofizică din Bucureşti.

Localitate tip : Remeţi—Valea Leşului (Munţii Apuseni de nord).

Poziţie stratigrafică : În culcuşul formaţiunii eruptiv-sedimentare.

Vîrsta : Maestrichtian inferior.

Derivaţia numelui : Specie dedicată prof. dr. B r a n i s l a v M i l o v a n o v i ć din Belgrad.

Raporturi şi diferenţe : În raport cu diametrul cochiliei, creasta ligamentară apare mai scurtă şi mai puţin efilată decît la speciile descrise din Serbia orientală. Configuraţia aparatului cardinal este oarecum analogă aceleia a speciei *P. manjae* Milovanović-Sladić.

Description d'holotype : Valve inférieure en section transversale subcirculaire. La surface est érodée, on n'observe pas les excrescences tubulaires. On distingue les différentes structures du test dans la région cardinale, où les couches lamellaires alternent avec une structure irrégulièrement réticulée. Vers l'extérieur la réticulation du test se montre

polygonale uniforme, à parois plus épaisses. La zone siphonale E non différenciée. La zone siphonale S est caractérisée par une structure en bandes irrégulièrement réticulées, disposées radialement et qui s'étalent en s'approchant de la cavité viscérale de la valve. L'arête ligamentaire longue de 0,8 cm, dilatée du côté distal. Diamètre : 13,2 cm.

Holotype : N° 307 dans la collection de l'Institut de Géologie et de Géophysique de Bucarest.

Localité type : Remeți—Valea Leșului (Monts Apuseni du nord).

Position stratigraphique : Dans le lit de la formation éruptive-sédimentaire.

Âge : Maëstrichtien inférieur.

Dérivation du nom : espèce dédiée au Prof. Dr. Branislav Milovanović de Belgrade.

Rapports et différences. En la rapportant au diamètre de la coquille l'arête ligamentaire est moins effilée et plus courte que chez les espèces de la Serbie orientale. La configuration de l'appareil myo-cardinal rappèle l'espèce *Pseudopolyconites manjae* Milovanović-Sladić.

Familia **CAPRINIDAE** Fischer 1887

Genul **Mitroeaprina** Boehm 1895

Mitroeaprina sp.

pl. III, fig. 7

Valva superioară. Dimensiuni : diametrul anteroposterior 4,9 cm, lățimea medie a stratului cu canale 0,7 cm. Exemplarul este încastrat în rocă. Cavitatea principală ovală este plasată în centrul valvei, cea auxiliară, de dimensiuni mult mai mici, este legată de foseta dintelui N. Dinții B' și B ocupă suprafețe mici, ca și apofiza mioforă posterioară. Masivă. Canalele paleale sînt poligonale către interior și eliptice către marginea valvei. Lamele radiante sînt bifide sau trifide.

Zăcămînt : Zece Hotare—Dealul Roșiorului (Munții Apuseni de nord), maestrichtian inferior.

Genul **Sabinia** Parona 1908

Sabinia sp.

pl. III, fig. 8

Exemplarul identificat reprezintă un segment dintr-o valvă superioară. Stratul cortical nu este conservat decît pe o porțiune mică. Grosimea stratului cu canale este de 1 cm. Finețea structurii acestuia își găsește analogie numai față de specia santoniană *Sabinia serbica* Kühn-Pejović, forma și dispoziția pseudocanalelor fiind însă diferite. În privința configurației pliului ligamentar, îngust și puțin profund, asemănarea se referă la specia maestrichtiană *Sabinia aniensis* Parona.

Zăcămînt : Borod—Valea Neagră (Munţii Apuseni de nord). Asociaţie : *Colveraia secunda* n. sp. maestrichtian inferior.

În orizontul superior de calcarenite de la Valea Neagră—Borod, speciilor de rudişti citate li se asociază elemente de microfaună : *Clypeorbis mamillata* (Schlumberger), *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger), *Simplorbites gensacicus* (Leymerie), *Siderolites* sp.

Tot în regiunea Borod, lîngă localitatea Vadu Crişului, în taluzul drumului ce duce la Şuncuiuş, apare un orizont de aproximativ 1,5 m de brecii-calcare ce se dispun pe un fundament constituit din calcare neojurasice, orizont în care, pe lîngă exemplare de *Hippurites boehmi* şi *Hippurites oppeli*, se află numeroase elemente de colveraine şi sabinii. Faciesul acestui orizont este identic ultimei secvenţe cu rudişti de la Valea Neagră—Borod.

Microfauna decelată în grabenul Remeţi în orizontul de calcare cu *Pseudopolyconites milovanovici* este următoarea : *Globotruncana elevata elevata* (Brotzen), *Planoglobulina acervulinoides* (Egger), *Pseudotextularia elegans* (Rzhak), *Gaudrynia* sp., *Ventilabrella* sp.

CONCLUZII

Identificarea unei asociaţii de rudişti, precum şi a unei microfaune de vîrstă campaniană superioară-maestrichtiană inferioară în depozitele senoniene din Munţii Apuseni de nord denotă că formaţiunea de Gosau

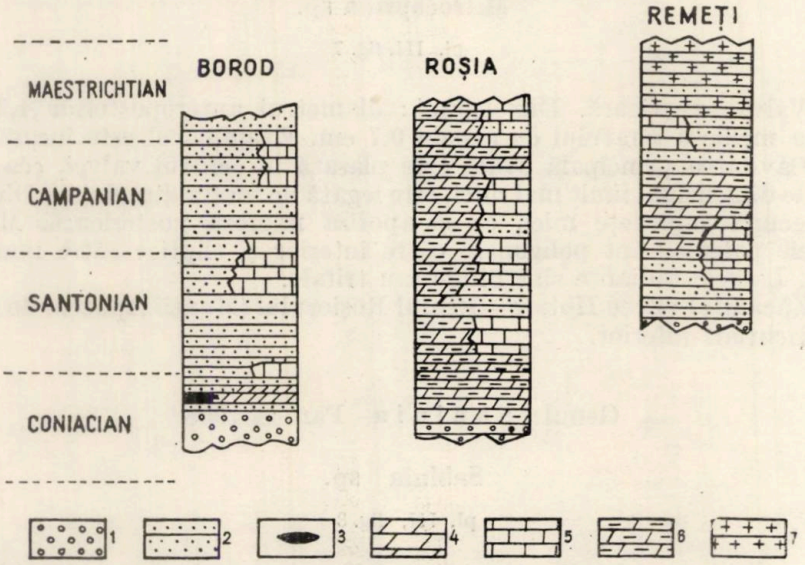


Fig. 1. — Schema de corelare a formaţiunii de Gosau în Munţii Apuseni de nord.
1, Conglomerate: *2*, gresii; *3*, cărbuni; *4*, calcare continentale; *5*, calcare cu rudişti; *6*, marne; *7*, tufuri.

cuprinde în această zonă un interval stratigrafic mai larg. Aceste depozite au un caracter ingresiv, fiind dispuse direct pe fundamentul de calcare neojurasice sau calcare cristaline (fig. 1).

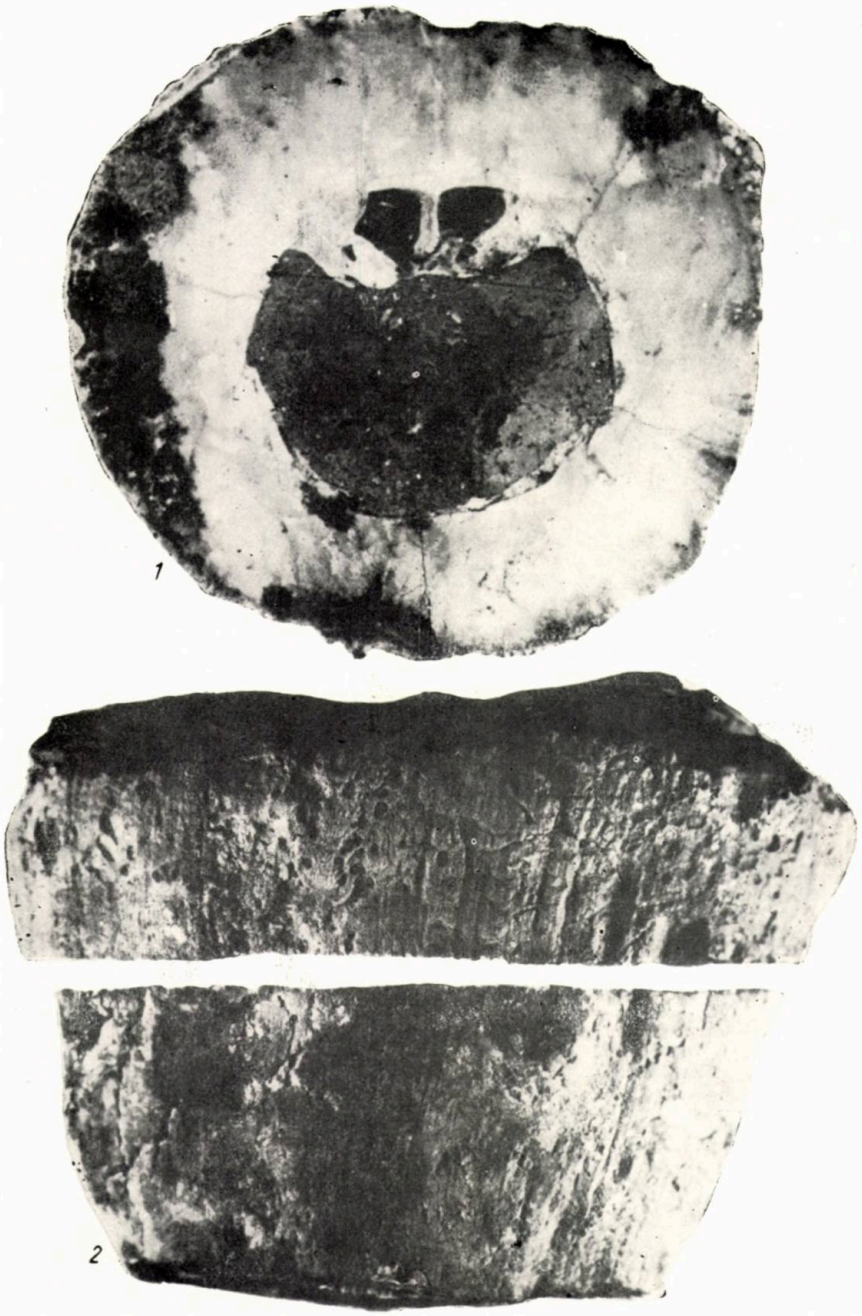
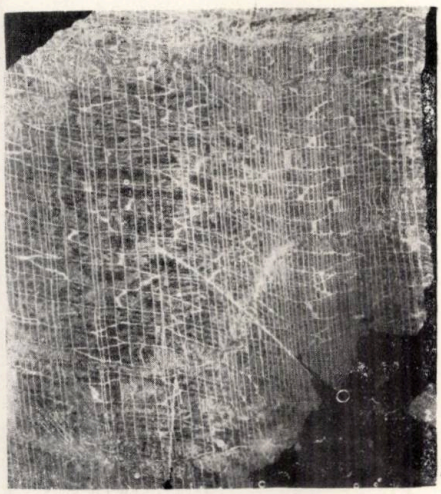


Fig. 1.—*Joufia silvae-regis* n. sp., holotip, secțiune transversală prin valva inferioară, 1/1, Borod-Valea Neagră (Munții Apuseni de nord).
Fig. 2. — Același exemplar, ambele valve ; 1/1.

4

3



5

Fig. 3. — Secțiune transversală prin testul valvei inferioare a unui exemplar de *Joufia silvae-regis* n. sp.; 8 ×, aceeași proveniență.

Fig. 4. — Valva superioară a holotipului de *Joufia silvae-regis* n. sp. văzută de sus; 1/1.

Fig. 5. — Secțiune verticală prin textul valvei inferioare al unui exemplar de *Joufia silvae-regis* n. sp.; 4 ×, aceeași proveniență.

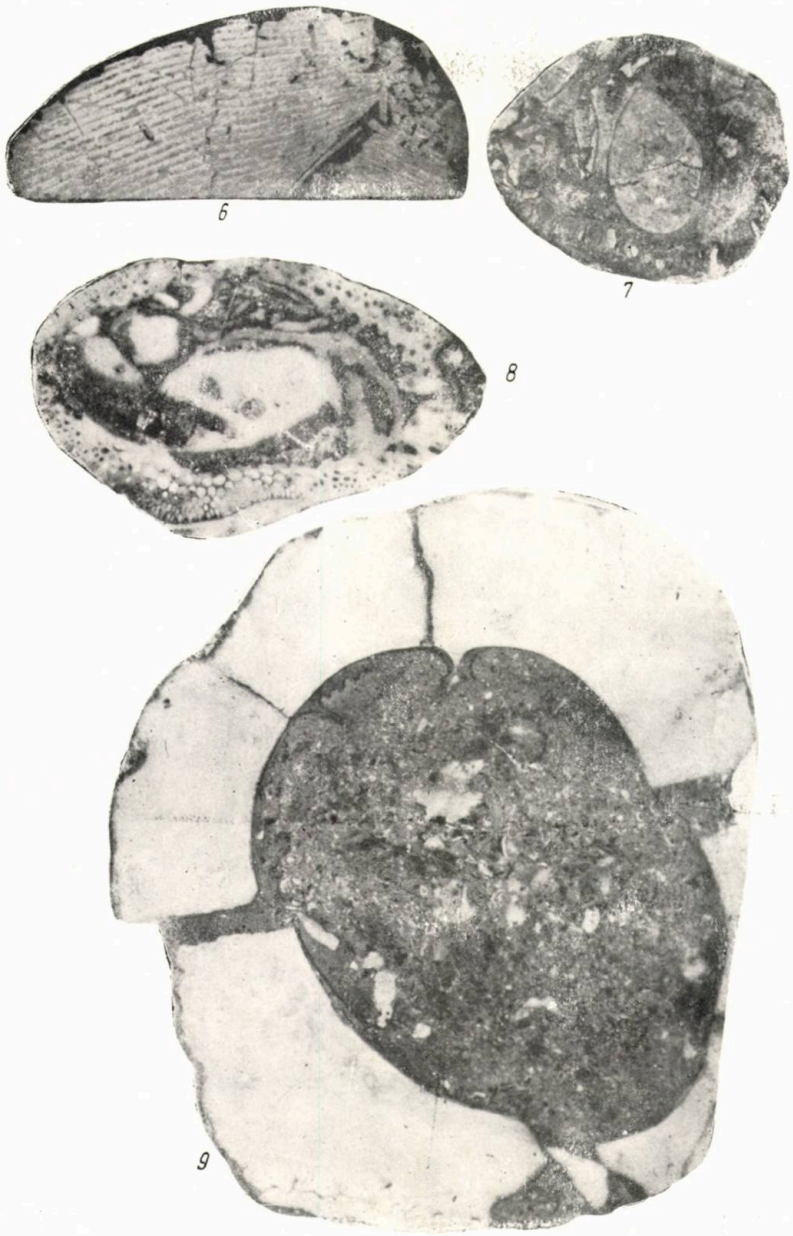
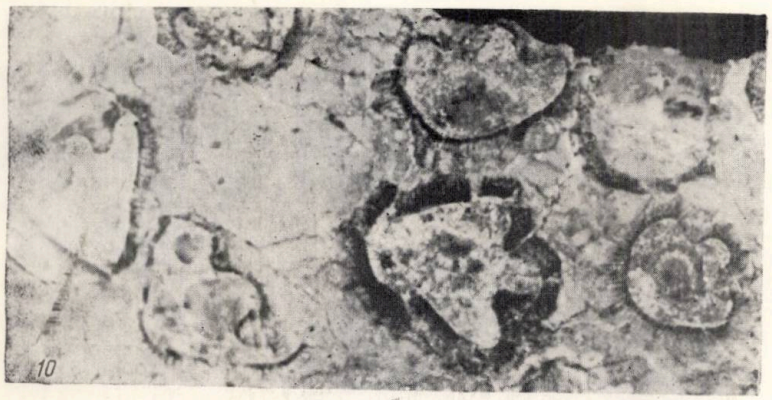


Fig. 6. — Secțiune verticală prin zona periferică a valvei superioare a holotipului speciei *Joufia silvae-regis* n. sp.; 3 ×.

Fig. 7. — *Mitrocaprina* sp., secțiune transversală prin valva supericară; 1/1, Zece Hotare-Dealul Roșiorului (Munții Apuseni de nord).

Fig. 8. — *Sabinia* sp., secțiune transversală prin valva superioară; 1/1, Zece Hotare-Dealul Roșiorului (Munții Apuseni de nord).

Fig. 9. — *Joufia cappadociensis* (Cox), secțiune transversală prin valva inferioară; 1/1, Zece Hotare-Dealul Roșiorului (Munții Apuseni de nord).



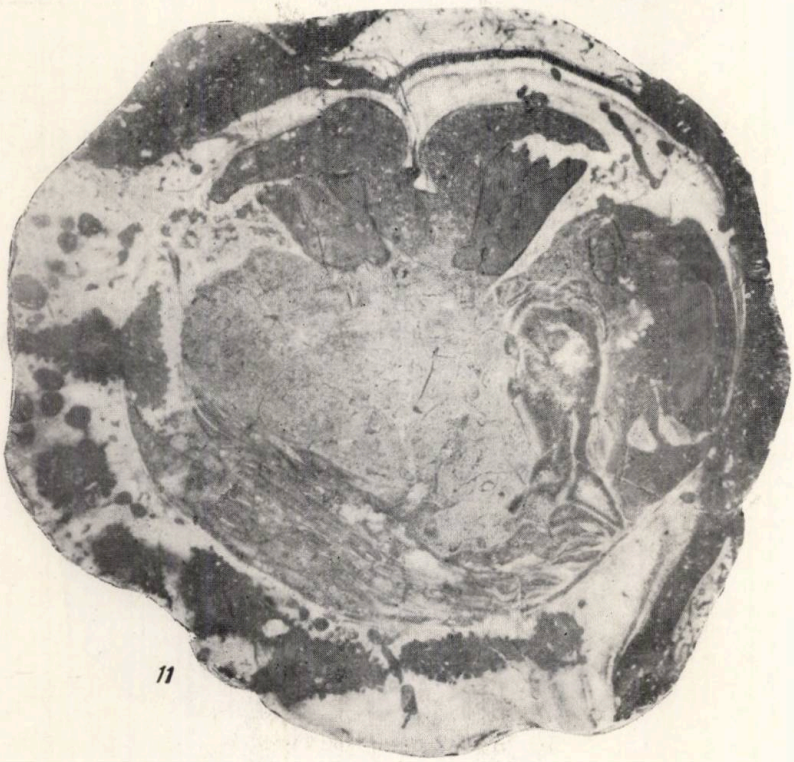


Fig. 10. — Calcar cu *Hippurites lapeirousei* Goldfuss și *Hippurites castroi* Vidal; 1/1, Zece Hotare-Dealul Roșiorului (Munții Apuseni de nord).
Fig. 11. — *Pseudopolyconites milovanovici* n. sp., secțiune transversală prin valva inferioară; 1/1, Remeți-Valea Leșului (Munții Apuseni de nord).

Fig. 12.— Secțiune subțire cu *Clypeorbis mamillata* (Schlumberger), *Lepidorbitoides minor* (Schlumberger), *Siderolites* sp., 6 ×, Borod — Valea Neagră (Munții Apuseni de nord).

Fig. 13. — Aceeași secțiune; 12×.

Fig. 14. — Secțiune subțire cu *Simplorbites gensacicus* (Leymerie); 6 ×, Borod-Valea Neagră (Munții Apuseni de nord).

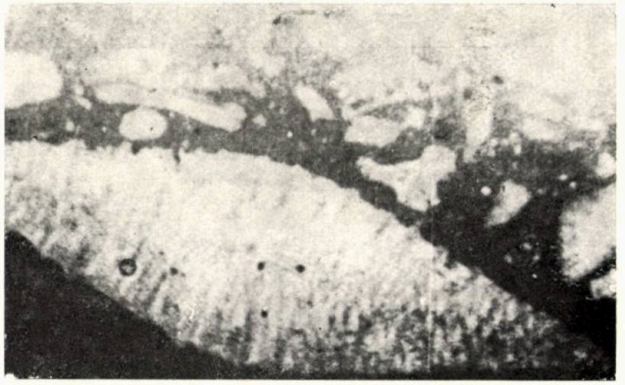


Fig. 15. — Aceeași secțiune; 12 ×.

Perpetuarea faciesului litoral cu rudişti în campanianul superior-maestrichtianul inferior din Munţii Apuseni de nord se datorează menţinerii în această regiune a unei zone stabile de şelf, ca şi menţinerii unor căi de acces din direcţiile SV-V, prin care s-au infiltrat faunele domeniului mediteranean-dinaric.

LE FACIÈS LITTORAL DU CAMPANIEN SUPÉRIEUR-MAËSTRICHTIEN INFÉRIEUR DANS LES MONTS APUSENI DU NORD

RÉSUMÉ

L'identification d'une faune à rudistes d'âge Campanien supérieur-Maëstrichtien inférieur dans les dépôts calcaires de la partie supérieure du Sénonien des Monts Apuseni septentrionaux dénote que la formation de Gosau dans cette région comprend un intervalle chronostratigraphique plus large.

En dehors de la faune à rudistes comprenant les genres : *Pseudopolyconites*, *Klinghardtites*, *Joufia*, *Mitrocarpina*, *Colveraia*, *Hippurites*, *Sabinia*, des associations microfauniques certifient le même âge.

Cette continuation faciale a été déterminée par des voies d'accès de direction SO—O, le long desquelles se sont infiltrées les faunes à rudistes du domaine méditerranéen-dinarique.

BIBLIOGRAFIE

Boehm G. (1897), *Beitrag zur Gliederung der Kreide in der Venetianer Alpen*, Zeitschrift der Deutscher Gesellschaft, **49**, 160—181, Berlin.

— (1898), *Zur Kenntniss der Gattung Joufia*, Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft, **50**, 591—592, Berlin.

Cox L. R. (1960), *Two new Radiolitides from the Upper Cretaceous of Turkey*, Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology, **4**, **9**, 427—433, London.

Douville H. (1890—1897), *Etude sur les Rudistes. Révision des principales espèces d'Hippurites*, Mém. Soc. Géol. France, **6**, Paris.

— (1935), *Les Rudistes et leur évolution*, B.S.G.F., **V**, *5*, Paris.

Karacabey N. (1959), *La présence et l'âge de Joufia reticulata Boehm en Turquie*, M.T.A. Bull. Min. Research, **52**, 75—79, Ankara.

— (1959), *La présence et l'âge de Joufia reticulata Boehm prélevée dans la partie orientale de la Turquie*, M. T.A. Bull. Min. Research, **52**, 73, Ankara.

Kuhn O., Pejović D. (1959), *Zwei neue Rudisten aus West Serbien*, Sitzung sb. d. Österr. Akademie d. Wissensch, **10**, *168*, 979—989, Wien.

Lupu Denisa (1969), *Fauna de rudişti senonieni de la Remeţi (Apusenii de nord)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **14**, *1*, 205—222, Bucureşti.

— (1970), *Prezenţa genului Colveraia Klinghardt la Valea Neagră—Borod (Munţii Apuseni de nord)*, St. cerc. geol., geofiz. geogr., Seria geologie, **15**, *1*, 299—300, Bucureşti.

Milovanavić B. (1932), *Contribution à la connaissance des Rudistes de la Serbie*, Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique, **11**, 20—73, Beograd.

— (1934—1935), *Les Rudistes de la Yougoslavie*, Ann. Géol. Pen. Balk., **12**, *2*, Beograd.

Milovanović B. (1952), *Les faciès du Sénonien supérieur dans les terrains du gîte métallifère d'antimoine à Lisa (Serbie occidentale)*, Bulletin du Muséum d'Histoire Naturelle du Pays Serbe, ser. A, 3—31, Beograd.

Milovanović B. (1960), *Stratigraphie du Sénonien dans les Dinarides Yougoslaves d'après les rudistes*, Bull. Soc. Géol. France, série 4, **2**, Paris.

Milovanović B. (1960), *Stratigraphie du Sénonien dans les Dinarides Yougoslaves d'après les rudistes*, Bull. Soc. Géol. France, **11**, *4*, 366—375, Paris.

Milovanović B. Sladic M., *Noi specii ale genului Pseudopolyconi es (Nove vrste rudistnog roda Pseudopolyconytes)*, Bull. Serv. Géol., Serbie, Beograd, **XIII**.

Neumann M. (1958), *Revision des orbitoïdes du Crétacé et de l'Eocène en Aquitaine occidentale*, A, 3 189, Paris.

Polsak A. (1965), *Les rudistes maëstrichtiens dans la partie NE de la Zagrebacka Gora en Croatie (Yougoslavie)*, Geoloski Vjesnik, **18**, *2*, 301—308, Zagreb.

Polsak A. (1965), *Joufia reticulata Boehm dans le Maëstrichtien de Bespel au Nord de Jajca (Bosnie)*, Geoloski Vjesnik, **18**, *2*, 337—340, Zagreb.

Toucas Ar. (1903), *Classification et l'évolution des Hippurites*, Mém. Soc. Géol. France, **30**, Paris.

V. Todiriță-Mihăilescu, I. Pbeda (1972), *Prezența speciilor Bournonia bournoni Des Moulins și Joufia reticulata Boehm în cretacicul superior de la Roșia și semnificația lor stratigrafică*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **17**, *2*, 444, București.

Primit în redacție la 4 februarie 1974 *Institutul de geologie și geofizică*

PREZENȚA MICROFACIESULUI CU *PITHONELLA OVALIS* ÎN DEPOZITELE DE LA GLODU (ZONA TRANSCARPATICĂ)

DE

GR. ALEXANDRESCU, T. BRUSTUR

INTRODUCERE

Depozitele sinclinalului Glodu fac parte din zona transcarpatică și sînt organic legate cu depozite similare de aceeași vîrstă din Țibău și Maramureș și, probabil, cu cele de la Ormeniș (Munții Perșani). Depozitele de aici reprezintă un petic menajat de eroziune, fiind pensate (mișcările postlutețiene) între șisturi cristalofiliene, peste care repauzează direct.

Probele în care s-a identificat microfaciesul cu *Pithonella ovalis* au fost recoltate din aflorimentul de pe valea Neagra Broștenilor (fig. 1), în apropiere de confluența acesteia cu pîrîul Glodu (flancul vestic al sinclinalului Glodu).

Date referitoare la constituția geologică a depozitelor din sinclinalul Glodu posedăm de la finele secolului trecut și primele decenii ale secolului nostru. Ele aparțin următorilor cercetători: Gr. Ștefănescu (1888), V. Uhlig (1897), S. Athanasiu (1898, 1899). Ultimul autor recoltează o bogată faună de lamelibranhiate, amoniți și echinoderme, pe baza căreia precizează vîrsta cretacic superioară (cenomanian — senonian inferior) a depozitelor de la Glodu.

Th. Kräutner (1937), în urma unui examen microscopic asupra marno-argilelor roșii și cărămizii, identifică numeroase exemplare de *Rosalina linnéi* (= *Globotruncana linaeana* Cushm.), dovedind prezența turonianului, pe baze micropaleontologice, în aceste depozite.

Studiul geologic al depozitelor de la Glodu este reluat de V. Mutihac (1959), care separă cîteva orizonturi litologice, iar pe baza unui bogat material paleontologic, reprezentat prin exemplare de lamelibranhiate, amoniți, echinoderme, completat cu o asociație de foraminifere calcaroase și aglutinante (determinări efectuate de M. Tocorjescu și E. Mihăilescu), confirmă vîrsta cretacic superioară (coniacian — senonian) stabilită anterior.

Imaginea cartografică a depozitelor de la Glodu a fost întregită prin lucrările de cartare executate de V. Puiu și colab. (1966)[1], care au identificat depozite ale sinclinalului Glodu și la sud de valea Neagra Broștenilor.

Depozitele de la Glodu sînt paralelizate cu depozite similare din Munții Bîrgăului, în special cu cele din sinclinalele Țibău și Sesuri — Izvoru Ursului (L. Szász, 1974).

Date stratigrafice

În succesiunea stratigrafică a depozitelor de vîrstă cretacică de la Glodu se disting două tipuri faciale care aparțin la două domenii de sedi-

[1] Puiu V., Puiu Maria, Popescu Viorica (1966), *Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase în regiunea Bilbor-Drăgoiasa (Carpații Orientali)*, arh. I. G. P. S. M. S., București.

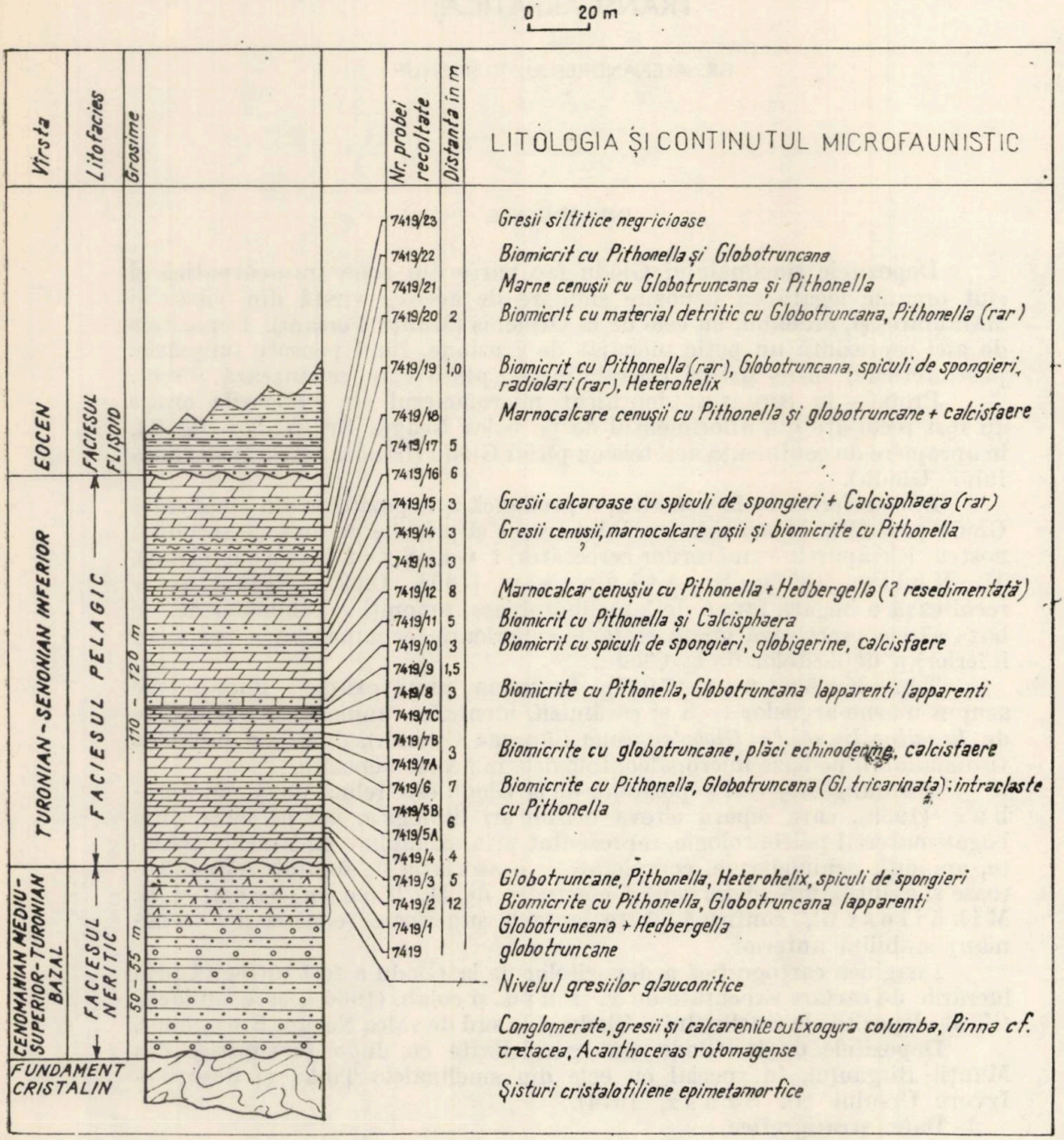


Fig. 1. — Coloană stratigrafică indicînd intervalul cu *Pithonella ovalis*.

mentare : a) domeniul neritic (conglomerate și calcarenite) cu *Exogyra columba* și b) domeniul pelagic (marnocalcare și biomicrite) cu amoniți, globotruncane, *Pithonella* etc.

a) *Orizontul conglomeratic — grezos (cenomanian mediu-superior — turonian bazal).* Depozitele sedimentare din sinclinalul Glodu debutează printr-un orizont psefitic reprezentat prin conglomerate și gresii grosiere ce însumează circa 50—55 m (fig. 1). Este constituit din conglomerate și gresii grosiere, la partea superioară individualizîndu-se un nivel de gresii glauconitice (20—30 m). Rocile acestui nivel au furnizat resturi de *Exogyra columba*, fragmente de pecteni *(Pinna* cf. *cretacea)*, precum și un fragment de amonit, colectat de S. Athanasiu și determinat ca aparținînd speciei *Acanthoceras rotomagense* d'Orb. (V. Mutihac, 1959), formă cunoscută în cenomanianul mediu și superior.

Luînd în considerare concluziile stratigrafice la care au ajuns Baltreș (1970) și Szász (1974), referitoare la sinclinalul Țibău, Coșnea etc., precum și fauna sus-menționată, rezultă că orizontul inferior cu conglomerate și gresii glauconitice ar aparține intervalului cenomanian mediu-superior și eventual turonianului bazal.

b) *Orizontul cu marne roșii, cenușii-negricioase și gresii cenușii (turonian — senonian inferior; 110 — 120 m).* La constituția acestui orizont participă marne roșii-cărămizii, care predomină la partea inferioară și cea mijlocie, iar la partea superioară se individualizează marne cenușii-negricioase, mai rar roșcate, și gresii cenușii.

Din examinarea conturului cartografic al hărții întocmite de V. Mutihac (1959) se poate ușor constata că turonianul superior — senonianul inferior (orizontul marnelor roșii și cenușii) se dispune discordant peste cenomanian — turonianul bazal (conglomerate și gresii glauconitice).

Rocile acestui orizont (în special din partea inferioară și medie) au furnizat un bogat material paleontologic, printre care menționăm următoarele : *Inoceramus labiatus* (turonian inferior), *I. costellatus* (turonian inferior-mediu), *I. latus* (turonian inferior-superior), *I. lamarki* (turonian inferior-mediu), *I. inconstans* (senonian inferior — coniacian), *I. cripsi* (senonian inferior, mediu, superior — partea inferioară), *Cardiaster pseudoitalicus* (senonian), *Pachidiscus carenzi* (coniacian), *Texanites serratomarginatus* var. *bourgeosi* (coniacian superior — santonian inferior), *Gaudriceras mite* (coniacian) (S. Athanasiu, 1899; V. Mutihac, 1959).

Din analiza materialului paleontologic rezultă că orizontul cu marne roșii-cărămizii, cenușii-negricioase și gresii cenușii ar aparține intervalului turonian superior — senonian inferior (coniacian — ? santonian).

Microfauna, citată de Mutihac (1959) tot din partea bazală a acestui orizont, reprezentată prin specii de *Globotruncana* (*canaliculata, lapparenti, arca, marginata, formicata* etc.), ar constitui, după acest autor, argumente că în acest orizont este cuprins și senonianul superior.

După Mutihac (1959) reiese că în același nivel (marnocalcare roșii-cărămizii) ar exista turonianul superior — senonianul inferior, precum și senonianul superior. O astfel de precizare este contradictorie, deoarece coexistența elementelor paleontologice de vîrstă diferită în același punct poate fi explicată fie prin remanieri, fie prin determinarea nesigură a unora dintre elementele faunistice.

Pornind de la constatarea că în vorlandul Carpaților, zona flișului și zona transcarpatică, microfaciesul cu *Pithonella ovalis* este cantonat în intervalul turonian superior — senonian inferior, precum și faptul că, deasupra acestui interval, nu s-a constatat prezența acestui microfacies, este posibil ca și la Glodu microfaciesul cu *Pithonella ovalis* să indice același interval (turonian superior — senonian inferior).

c) *Orizontul marno-argilelor roșii și verzi și al gresiilor cu hieroglife (eocen)*. Peste orizontul precedent (cretacic superior) se dispune un orizont alcătuit preponderent din argile roșii și verzi și gresii în strate centimetrice sau decimetrice, în facies flișoid, care după V. Mutihac (1959) ar aparține eocenului.

OCURENȚA ȘI POZIȚIA STRATIGRAFICĂ A MICROFACIESULUI CU PITHONELLA OVALIS

Secțiunile subțiri efectuate din unele tipuri de roci (marnocalcare marne și arenite) din orizontul cu marne roșii-cărămizii, cenușii-negricioase, din profilul văii Neagra Broștenilor au permis identificarea microfaciesului cu *Pithonella ovalis* începînd cu circa 10 m de la baza acestuia, pînă aproape de limita cu orizontul cu argile roșii și verzi, în facies flișoid (eocen), adică pe o grosime de circa 110—120 m (fig. 1). În asociație se întîlnesc forme de *Pithonella ovalis*, împreună cu globotruncane *(Globotruncana lapparenti lapparenti, G. lapparenti tricarinata)*, *Calcisphaera*, *Heterohelix*, *Globigerina* div. sp., spicului de spongieri, plăci de echinoderme etc.

Menționăm că, în ultima vreme, în țara noastră, microfaciesul cu *Pithonella ovalis* a fost identificat atît în aflorimente, cît și în carote, atît în vorlandul Carpaților (Platforma Moldovenească, Platforma Moesică), zona flișului carpatic (zona cutelor marginale, pînza de Tarcău, pînza șisturilor negre), cît și în zona transcarpatică (sinclinalul Țibău etc.), în intervalul stratigrafic turonian superior — senonian inferior (Gr. Alexandrescu și colab., 1974).

Recent, H. Bolli (1974), făcînd sistematica calcisferulidelor din Oceanul Indian, menționează un număr de specii ale genului *Pithonella*, cantonate în cretacicul superior (în intervalul coniacian — santonian), asociate cu specii de *Globotruncana* de aceeași vîrstă sau de vîrstă apropiată. După acest autor, prezența speciilor din grupul *Globotruncana lapparenti* indică o vîrstă mai veche decît coniacianul. În același timp constată lipsa speciilor caracteristice campanianului sau sedimentelor mai tinere, în acest nivel.

CONCLUZII

— Microfaciesul cu *Pithonella ovalis* are o largă răspîndire în zona transcarpatică, arcul carpatic, precum și în vorlandul acestuia.

— Dacă acest microorganism nu prezintă un rol stratigrafic bine precizat, el joacă un rol litogenetic, constituind adevărate biomicrite cu *Pithonella*.

— Analiza răspîndirii microfaciesului cu *Pithonella ovalis* în asociație cu elemente paleontologice care indică turonianul superior, eventual senonianul inferior (coniacian — ? santonian), conduce la avansarea ipotezei

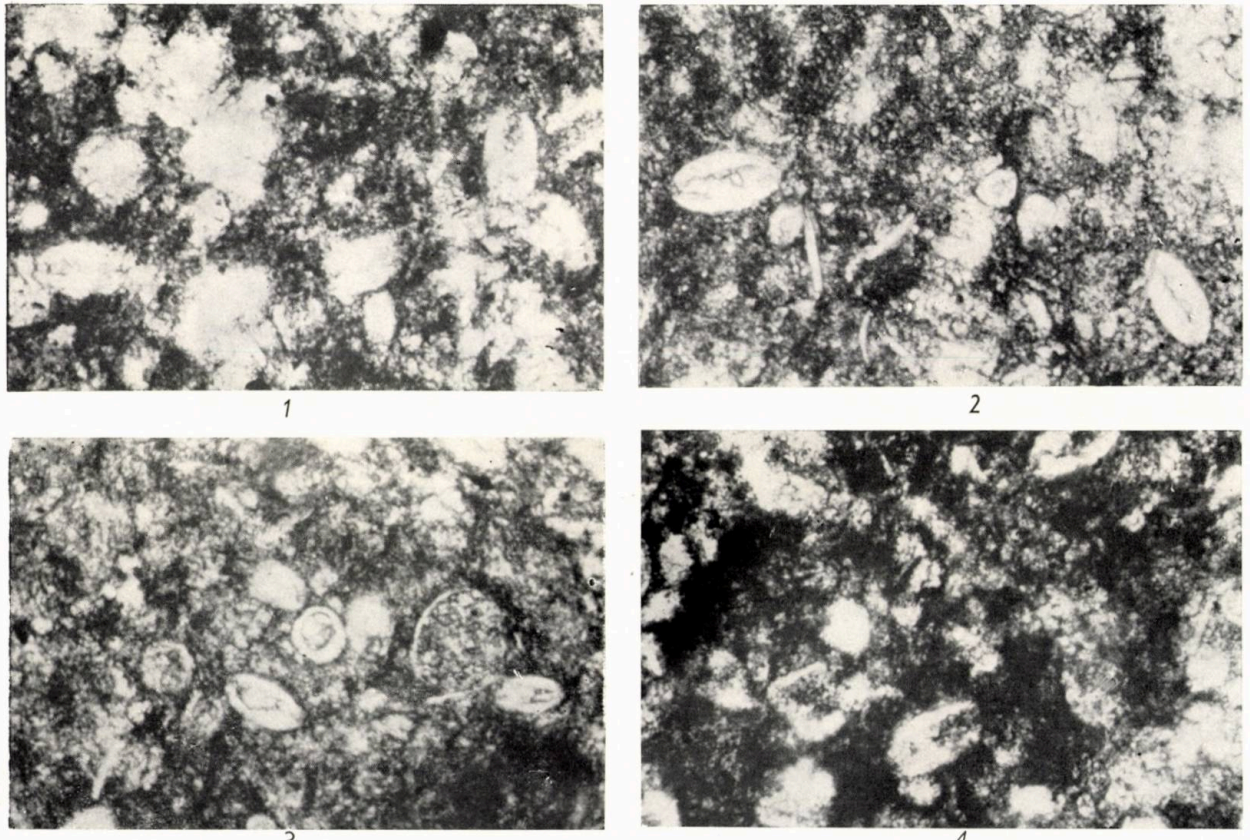
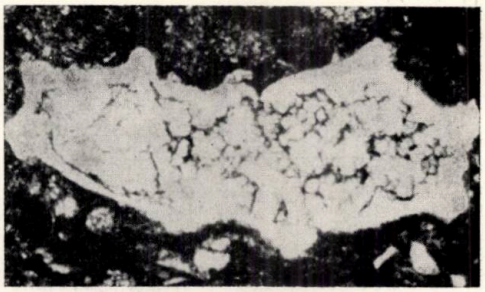
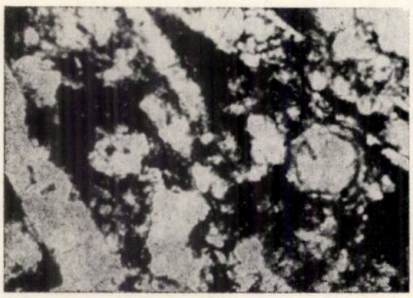


Fig. 1, 2, 3, 4. — Biomicrite cu *Pithonella ovalis* și *Calcisphaera*, valea Neagra Broștenilor — Glodu ; × 150.

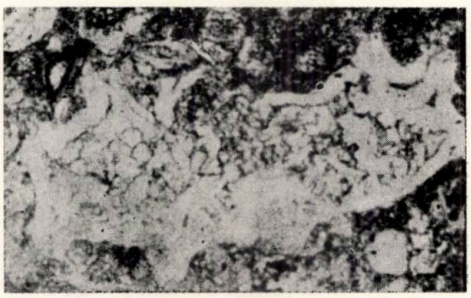
1



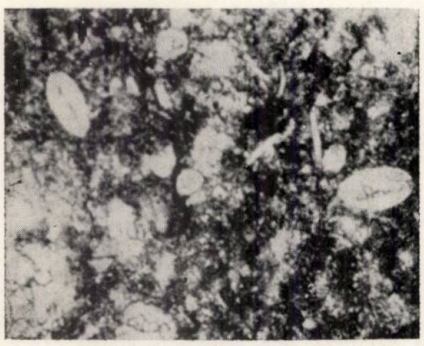
2



3



4



5

6

Fig. 1. — *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau), valea Neagra Broștenilor — Glodu; × 60.

Fig. 2. — *Globotruncana lapparenti tricarinata* — (Quereau), valea Neagra Broștenilor — Glodu; × 60.

Fig. 3. — *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau), valea Neagra Broștenilor — Glodu; × 60.

Fig. 4. — Biomicrit cu spiculi de spongieri, valea Neagra Broștenilor — Glodu; × 60.

Fig. 5. — Biomicrit cu *Pithonella ovalis*, valea Neagra Broștenilor — Glodu; × 60.

Fig. 6. — Biomicrit cu spiculi de spongieri și *Calcisphaerula*, valea Neagra Broștenilor — Glodu; × 60.

conform căreia dezvoltarea acestui microorganism este legată de acest interval stratigrafic.

— Microfaciesul cu *Pithonella ovalis*, în explozie, în profilul de la Glodu, se constată către partea inferioară și mijlocie a orizontului cu marnocalcare roșii și cenușii, în timp ce spre partea superioară a lui se înregistrează o diminuare sensibilă.

— Lipsa (în momentul actual) unor argumente paleontologice nu ne permit să afirmăm dacă între neocretacic și paleogen (sinclinalul Glodu) există sau nu continuitate de sedimentare. Dealtfel, nici prezența senonianului superior nu este suficient argumentată. În acest sens este nevoie de o colectare sistematică de probe în vederea studiului asociațiilor microfaunistice.

LA PRÉSENCE DU MICROFACIES CHEZ *PITHONELLA OVALIS* DANS LES DEPÔTS DE GLODU (ZONE TRANSCARPATIQUE)

RÉSUMÉ

Dans les depôts du crétacé supérieur de Glodu se distinguent deux types faciaux, qui appartiennent à deux domaines de sédimentation : domaine néritique (conglomérats et calcarénites) à *Exogyra columba* et domanie pélagique (marnocalcaires, micrites et biomicrites) à ammonites, globotruncanes, *Pithonella*, etc.

Le faciès néritique à conglomérats et calcarénites appartient à l'intervalle cénomanien moyen-supérieur — turonien basal, contenant comme éléments paléontologiques les exemplaires d'*Exogyra columba* et *Acanthoceras rotomagense*.

Le faciès pélagique à marnes rouge brique, grisâtres-noirâtres et à grès appartient à l'intervalle turonien supérieur — sénonien inférieur (coniacien — ? santonien) contenant les éléments paléontologiques suivants : inocéramus, ammonites, échinides, globotruncanes, *Pithonella*, attestant ainsi cet âge.

Les sections minces effectuées sur les roches pélagiques (marnocalcaires, marnes) ou arénites marneuses, du profil de la vallée Neagra Broștenilor ont permis d'établir l'identification du microfaciès à *Pithonella ovalis*, en partant de la partie basale de l'horizon à marnocalcaires rouge brique ou grisâtres-noirâtres, et en atteignant presque la limite avec l'horizon flyschoïde (éocène). *Pithonella ovalis* se trouve en association avec des formes de *Globotruncane (lapparenti lapparenti, lapparenti tricarinata)*, *Calcisphera* sp., *Heterohelix* sp., *Globigerina* div. sp., spicules de spongiaires, plaques d'échinodermes, etc.

De l'analyse de la diffusion du microfaciès à *Pithonella ovalis* en association avec des éléments paléontologiques qui indiquent l'intervalle turonien supérieur — sénonien inferieur (coniacien — ? santonien), un fait semble découler, c'est que le développement de ce microorganisme est en étroite liaison avec cet intervalle stratigraphique.

Le microfaciès à *Pithonella ovalis* en explosion se trouve dans l'horizon à marnocalcaires rouge brique ou grisâtres-noirâtres (partie inférieure), tandis que vers la partie supérieure il diminue.

BIBLIOGRAFIE

ALEXANDRESCU GR., MICU M., SZÁSZ L. (1974), *Pithonella ovalis microfacies from Eastern Carpathians*, Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géologie, **18**, Bucureşti.

ATHANASIU S. (1898), *Über die Kreideablagerung bei Glodu in der nordmoldauishen Karpaten*, Verh. d. geol. R. A., Wien.

— (1899), *Geologische Studien in der nordmoldavischen Karpaten*, Jahr. d. K. Geol. R. A., Wien.

BALTREŞ A. (1970), *Asupra existenţei Cretacicului superior în partea de N a munţilor Bîrgăului*, D. S. Inst. geol., **LV**, Bucureşti.

BOLLI H. (1974), *Jurassic and Cretaceous calcisphaerulidae from D. S. D. P. Leg. 27, Eastern Indian Ocean*, Initial Reports of the Sea Drilling Project, **XXVII**, Washington (U.S. Gouvernement Printing Office).

KRÄUTNER TH. (1937), *Über das Vorkommen von Mergeln mit Rosalina linnéi d'Orb bei Glodu in der Moldau*, Bull. Soc. Roum. Géol., **III**, Bucureşti.

MUTIHAC V. (1959), *Observaţii geologice şi paleontologice la Glodu (Moldova)*, St. cerc. geol., **IV**, *2*, Bucureşti.

ŞTEFĂNESCU GR. (1897), *Anuarul Biroului Geologic*, **III**, *1*, Bucureşti.

SZÁSZ L. (1974), *Poziţia stratigrafică a „gresiilor şi conglomeratelor de Prislop" în estul bazinului Borşa şi unele consideraţii asupra neocretacicului din Maramureş şi Munţii Bîrgăului*, D. S. Inst. geol., **LX**, Bucureşti.

UHLIG V. (1897), *Über die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den OstKarpathen*, Sietzber. K. Acad. Wiess., Wien.

Primit în redacţie la 20 aprilie 1975

Institutul de geologie şi geofizică

LIMITELE ŞI SUBDIVIZIUNILE PONŢIANULUI

DE

ION ANDREESCU

Termenul de ponţian a fost introdus în literatură de către L e P l a y (1842). Dar, L e P l a y îi conferea ponţianului un sens pur geografic, prin care autorul înţelegea „formaţiunea terţiară pontică din sud-estul Rusiei" în care a reunit atît calcarul de Odessa, cît şi calcarul de Taganrog.

Ceva mai tîrziu, în 1869, B a r b o t de M a r n y a inclus în etajul ponţian calcarul de Odessa şi echivalentele sale, între care considera şi stratele cu congerii din Bazinul Vienei.

Fără îndoială că meritul principal în precizarea înţelesului noţiunii de etaj ponţian îi revine lui A n d r u s o v, care într-o serie de lucrări (1886, 1897 *a*, 1897 *b*, 1909, 1912, 1917, 1923 etc.) reuşeşte să ofere o imagine clară asupra problemei respective.

În România, T e i s s e y r e (1908) a separat etajul ponţian într-un sens apropiat de cel al lui A n d r u s o v (1897 *b*).

Spaţiul restrîns pe care îl avem la îndemînă nu ne permite să prezentăm *in extenso* un istoric mai complet referitor la contribuţiile numeroşilor autori, străini şi români, care s-au ocupat cu studiul ponţianului. Totuşi, din urmărirea tabelelor nr. 1 şi nr. 2 poate fi desprinsă maniera diferită a autorilor de a înţelege etajul ponţian.

În ceea ce ne priveşte, noi separăm etajul ponţian în maniera lui A n d r u s o v (1897 *b*) şi T e i s s e y r e (1908). Ca atare, considerăm că în Bazinul Dacic etajul ponţian poate fi definit ca fiind perioada de timp în care s-au depus stratele cuprinse între depozitele meoţian superioare — reprezentate prin stratele cu *Congeria* ex gr. *novorossica* — şi stratele dacian inferioare (geţian) cu *Pachyprionopleura munieri* (Sabba), *Pachydacna* div. sp. precum şi echivalentele lor.

Din punct de vedere faunistic, depozitele ponţiene sînt caracterizate, în principal, prin apariţia şi dezvoltarea diverselor genuri de limnocardiide, dreissenide, viviparide, melanopside, unionide etc. În ceea ce priveşte microfauna, aceasta este reprezentată prin diverse genuri de ostracode, ca de exemplu : *Cyprideis*, *Bacunella*, *Loxoconcha*, *Pontoniella*, *Candona*, *Cypria* etc. Mamiferele sînt destul de slab reprezentate în depozitele ponţiene. Faunele de mamifere aparţin, prin caracteristicile lor, complexului cu *Hipparion*.

Din punct de vedere litologic, etajul ponţian este reprezentat printr-o gamă largă de faciesuri : marnos-argilos, nisipos-grezos, grezo-calcaros, pararitmic, fluvio-lacustru etc.

LIMITELE ETAJULUI PONŢIAN

Prin enunţul definiţiei etajului ponţian au fost precizate în linii generale şi limitele sale. Totuşi, pentru a avea o imagine mai clară asupra acestei entităţi stratigrafice, credem că se impun cîteva precizări suplimentare.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, NR. 2, P. 235–246, BUCUREŞTI, 1975

Tabelul nr. 1

Volumul și subdiviziunile etajelor ponțian și dacian în Bazinul Dacic

Macarovici și colab., 1965		Hanganu, 1966 Filipescu și Hanganu, 1966		Eberzin și colab., 1966		Pană, 1966		Marinescu, 1969 (in litt.)		Andreescu, 1972 *a*, 1972 *b*	
DACIAN s. str.		?		KIMMERIAN (= DACIAN s. str.)	DACIAN	SUPERIOR	DACIAN	?	DACIAN	ROMANIAN INF.	stratele cu *Viviparus bifarcinatus*
						MEDIU		DACIAN SUPERIOR		PARSCOVIAN (Andreescu, 1972)	stratele cu *Prosodacna* (*Psilodon*) ex gr. *neumayri* și ex gr. *haueri*
PONȚIAN	GEȚIAN	DACIAN ($Pt_4 = P_{2d}$)	PONȚIAN	GEȚIAN		INFERIOR		GEȚIAN		GEȚIAN (Motaș 1965, redef. 1966)	stratele cu *Prosodacna* (*Psilodon*) *munieri* = stratele cu *Pachydacna*
		GETIAN ($Pt_3 = P_{2c}$)		BOSPHORIAN		SUPERIOR	PONȚIAN	BOSPHORIAN	PONȚIAN	BOSPHORIAN (Andrusov, 1923)	stratele cu *Parapachydacna* și *Phyllocardium* stratele cu *Dreissenomya*, *Pontalmyra*, *Congeria* sp. „stratele superioare cu *abichi*"
	PORTAFERRIAN	PORTAFERRIAN $Pt_2 = P_{2b}$		PORTAFERRIAN	PONTIAN s. str. (NOVOROSSIAN)	MEDIU		PORTAFERRIAN		(PORTAFERRIAN (Stevanovici, 1951)	stratele cu *Congeria rhomboidea* stratele cu *C. subrhomboidea*
	ODESSIAN	NOVOROSSIAN ($Pt_1 = P_{2a}$)		ODESSIAN (EUPATORIAN)		INFERIOR		ODESSIAN		ODESSIAN (Mihailovski, 1909)	stratele cu *Prosodacna littoralis*

Tabelul nr. 2

Subdiviziunile etajului ponţian in Bazinul Euxinic

Orizonturile de la Kamîşbourun	Andrusov, 1917, 1923	Davitaşvili, 1933	Kolesnikov, 1940	Eberzin, 1947, 1967, 1965	Celidze 1953—1964, 1971, 1972	Taktakişvili, 1967, 1971
I	BOSPHORIAN	str. de Bosphor	BOSPORIAN	BOSPHORIAN	str. de Bosphor şi str. de Babadjan	BOSPHORIAN
II						
III						
IV					BOSPHORIAN	
V	NOVOROSSIAN	calcar de Odessa	NOVOROSSIAN	str. cu *Cong. subrhomboidea*	str. cu *Cong. rhomboidea* str. cu *Cong. subrhomboidea*	str. cu *Cong. subrhomboidea*
VI				str. de Odessa — NOVOROSSIAN	str. de Odessa	str. de Bia / str. cu *Cong. subrhomboidea* — PORTAFERRIAN
VII		str. de Eupatoria	EUPATORIAN	str. de Eupatoria — NOVOROSSIAN	str. de Eupatoria	NOVOROSSIAN

Celidze 1953—1964, 1971, 1972						
BOSPHORIAN						
str. cu *Cong. subrhomboidea*	NOVOROSSIAN	KOLHIDIAN	str. de Urta = str. de Bia str. de Enikali	KOLHIDIAN	str. de Urta = PORTAFERRIAN str. de Enikali	NOVOROSSIAN
Str. de Bia = str. cu *Cong. rhom.* şi *Cong. rumana*	NOVOROSSIAN			ODESSIAN		

Taktakişvili, 1967, 1971		
BOSPHORIAN		
str. cu *Cong. subrhomboidea*	str. de Bia / str. cu *Cong. subrhomboidea*	PORTAFERRIAN
NOVOROSSIAN	NOVOROSSIAN	
EUPATORIAN		

Limita inferioară a ponțianului s-ar părea că nu ridică probleme deosebit de dificile în cuprinsul bazinelor estice ale Paratethysului (Dacic, Ponto-Caspic). Chiar și în domeniul egeean baza ponțianului poate fi pusă în evidență prin apariția „faunei de Odessa". Poate că ceva mai dificilă este trasarea precisă a limitei inferioare a ponțianului în Bazinul Pannonic.

Referitor la baza ponțianului din Bazinul Dacic este necesar să arătăm că zona cea mai favorabilă pentru trasarea limitei cu meoțianul se găsește în regiunea de curbură a Carpaților Orientali. Aici, în multe locuri, se constată o continuitate între diverșii termeni ai seriei neogen superioare. În consecință, limitele dintre diferite subdiviziuni pot fi surprinse cu mai multă precizie. Astfel, în regiunea cuprinsă între valea Buzăului și valea Rîmnicului Sărat depozitele meoțianului terminal sînt reprezentate prin stratele cu *Leptanodonta* și stratele cu *Congeria* ex gr. *novorossica*. De notat că stratele cu *C.* ex gr. *novorossica* includ leptanodontele. Peste ultimele strate meoțiene se dispun stratele cu *Eupatorina* ex gr. *littoralis*, *Pontalmyra novarossica*, *Psudocatillus pseudocatillus*, *Congeria novorossica novorossica*, *Dreissena simplex* etc.

Dacă limita inferioară a ponțianului se trasează în Bazinul Dacic atunci cînd se întîlnesc stratele cu o faună net diferită de cea meoțiană, ceea ce nu este prea dificil de sesizat, în schimb limita superioară comportă, uneori, o atenție deosebită din partea cercetătorului. Greutățile întîmpinate în separarea depozitelor ponțiene de cele daciene au determinat pe mulți geologi să considere ca făcînd parte din etajul ponțian toate stratele cu cardiacee situate între meoțian și „levantin" (Elisabeta Hanganu, 1966; M. G. Filipescu și Elisabeta Hanganu, 1966; Marieta Pauliuc, 1970).

Arătam ceva mai înainte că, în seriile cu continuitate de sedimentare, peste ponțianul superior urmează dacianul inferior reprezentat prin stratele cu *Pachyprionopleura munieri*, *Pachydacna* div. sp., sau echivalentele lor. La aceasta adăugăm că în zona de curbură a Carpaților Orientali partea superioară a bosphorianului este reprezentată prin stratele cu *Parapachydacna* și *Phyllocardium*. *Parapachydacna* se întîlnește atît în faciesul pelitic cu *Chartoconcha*, cît și în cel nisipos-grezos cu *Phyllocardium planum planum* și *Stylodacna heberti*. Cercetările noastre au pus în evidență că o serie de specii localizate în depozitele bosphoriene și desemnate de diferiți autori ca fiind *Pachydacna*, în realitate aparțin genului *Parapachydacna*. Faptul în sine are o deosebită semnificație, întrucît pahidacnele veritabile caracterizează, în România, depozitele dacian inferioare. Astfel, avem încă un argument pe care îl putem lua în considerare atunci cînd încercăm separarea bosphorianului față de gețian. La aceasta trebuie adăugat că în Bazinul Dacic nu mai sînt caracteristice pentru gețian unele genuri care, uneori, „urcă" din bosphorian, precum sînt: *Dreissenomya*, *Phyllocardium*, *Parapachydacna*, *Zagrabica* etc. Dacă adăugăm că gețianului îi sînt proprii: *Prosodacna* ex gr. *longiuscula*, *P. orientalis*, *Pachyprionopleura munieri*, *Pachydacna* div. sp., *Pseudocatillus* div. sp., *Congeria* div sp., *Viviparus* ex gr. *rumanus* etc., devine evident că trasarea limitei superioare a bosphorianului și implicit a bazei dacianului nu constituie o problemă imposibil de rezolvat.

SUBDIVIZIUNILE ETAJULUI PONȚIAN

Așa după cum se știe, Andrusov (1923) a subdivizat depozitele ponțiene în două mari părți corespunzătoare, după opinia lui, la două subetaje : novorossian și bosphorian.

Ulterior, diferiți autori au distins două sau mai multe orizonturi în cadrul novorossianului. Acestea sînt : orizontul stratelor de Eupatoria, orizontul stratelor de Odessa, orizontul cu *Congeria subrhomboidea* (=stratele de Enikali) și orizontul cu *C. rhomboidea* (=stratele de Urta). Toate orizonturile menționate au fost separate în domeniul euxinic.

Din tabelul nr. 2 se observă că termenul de novorossian a fost și este utilizat cu înțelesuri foarte variate. Avînd în vedere că novorossianul lui Andrusov a fost bine precizat, sîntem de părere că utilizarea acestui termen în orice alt sens decît cel stabilit de autorul lui nu este justificată. De aceea, noi menținem denumirea de novorossian corespunzătoare ponțianului s. str. Novorossianul lui Eberzin (1947) și Stevanović (1951) corespunde numai stratelor de Odessa, eventual și stratelor de Eupatoria, dacă acestea din urmă nu sînt considerate ca un facies mai îndulcit al primelor.

Pentru ansamblul stratelor ponțiene de sub orizontul cu *Congeria subrhomboidea* poate fi conservată denumirea de odessian a lui Mihailovskii (1909) cu care odessianul lui Macarovici N., Marinescu F. și Motaș I. C. (1965) este sinonim. Prin urmare, odessianul reprezintă ponțianul inferior.

Ponțianul mediu a fost separat în Bazinul Euxinic prin individualizarea stratelor cu *Congeria subrhomboidea* de la Kamîșburun (A. G. Eberzin, 1947), considerate echivalente cu stratele cu *C. rhomboidea* din Bazinul Dacic. În ultimul timp au fost descoperite și în Bazinul Euxinic stratele cu *Congeria rhomboidea* (G. F. Celidze, 1953), iar în Bazinul Dacic s-au găsit moluște fosile care pot fi atribuite speciei *C. subrhomboidea* (Ioana Pană și F. Marinescu[1] dețin astfel de exemplare din Oltenia, iar I. Andreescu și I. Papaianopol din depozitele ponțiene situate în zona de curbură a Carpaților Orientali).

Poziția stratigrafică a stratelor cu *Congeria rhomboidea* și *C. rumana* — denumite mai întîi strate de Bia (G. F. Celidze, 1953) și apoi strate de Urta (G. F. Celidze, 1970) — în Bazinul Euxinic este controversată. Astfel, Celidze a considerat inițial (1953) că stratele de Bia reprezintă ponțianul inferior, ca un echivalent al odessianului. În 1967, 1968, 1969, 1971, Taktakișvili se pronunță pentru vîrsta ponțian mediu a stratelor de Bia pe care le paralelizează cu stratele cu *Congeria subrhomboidea* de la Kamîșburun. Celidze revine în 1970, acceptă vîrsta portaferriană a stratelor de Bia (= Urta), dar contestă echivalarea acestora cu orizontul V de la Kamîșburun. În 1971, același autor precizează că stratele de Urta sînt mai tinere decît stratele cu *Congeria subrhomboidea* pe care le denumește strate de Enikali (de la vechea denumire a strîmtorii Kerci). După opinia lui Celidze (1971), stratele de Enikali și stratele de Urta formează ponțianul mediu pe care autorul îl

[1] Fl. Marinescu (1974), *Congeria subrhomboidea Andrusov în portaferriul Bazinului Dacic*, D. S. Inst. geol., **LX**, 3.

separă sub numele de kolhidian, portaferrianul rămînînd să desemneze orizontul stratelor de Urta.

După cum este cunoscut, A. G. Eberzin (1947, 1955, 1959 etc.), P. M. Stevanovici (1951—1971), N. Macarovici şi colab. (1965), A. G. Eberzin şi colab. (1966) s-au pronunţat pentru sincronismul stratelor cu *Congeria subrhomboidea*, din Bazinul Euxinic, cu stratele cu *C. rhomboidea* din bazinele Dacic şi Pannonic. Aceste strate au fost incluse în subetajul portaferrian (P. M. Stevanovici, 1951) şi considerate la partea superioară a etajului ponţian s. str.

Arătam mai înainte că recent au fost puse în evidenţă şi în Bazinul Dacic forme aparţinînd speciei *Congeria subrhomboidea*. Compararea cu originalele lui N. I. Andrusov, depuse în colecţia Institutului de paleontologie al Academiei de Ştiinţe a U.R.S.S. din Moscova, cu exemplarele lui A. G. Eberzin din aceeaşi colecţie, precum şi cu cele ale lui Gr. Celidze din R.S.S. Gruzină ne permite să afirmăm că o parte dintre formele care sînt de obicei raportate de către geologii români speciei *Congeria rumana* Sabba trebuie separate ca aparţinînd, de fapt, speciei *C. subrhomboidea* Andrus. Anume, la *C. subrhomboidea* trebuie incluse acele forme de „*C. rumana*" care au un indice de alungire evident mai mare, precum şi un bombament mai accentuat decît veritabilele *C. rumana*.

În Bazinul Dacic, specia *C. subrhomboidea* apare însoţită, de obicei, de *C. rumana*, din care cauză au fost atît de mult timp confundate, deşi N. I. Andrusov (1909) presupunea că prima specie trebuie să existe şi în România.

Pînă în prezent, în Bazinul Euxinic cele două specii, mai sus menţionate, n-au fost găsite împreună. Atît în zona Kerci—Taman, cît şi în Gruzia de vest, *Congeria rumana* n-a fost întîlnită nici în stratele cu *C. subrhomboidea* şi nici mai jos în coloana stratigrafică. În schimb, *C. rumana* însoţeşte *C. rhomboidea* în stratele de Urta care, aşa după cum arată Celidze (1971), trebuie socotite ceva mai recente decît stratele de Enikali.

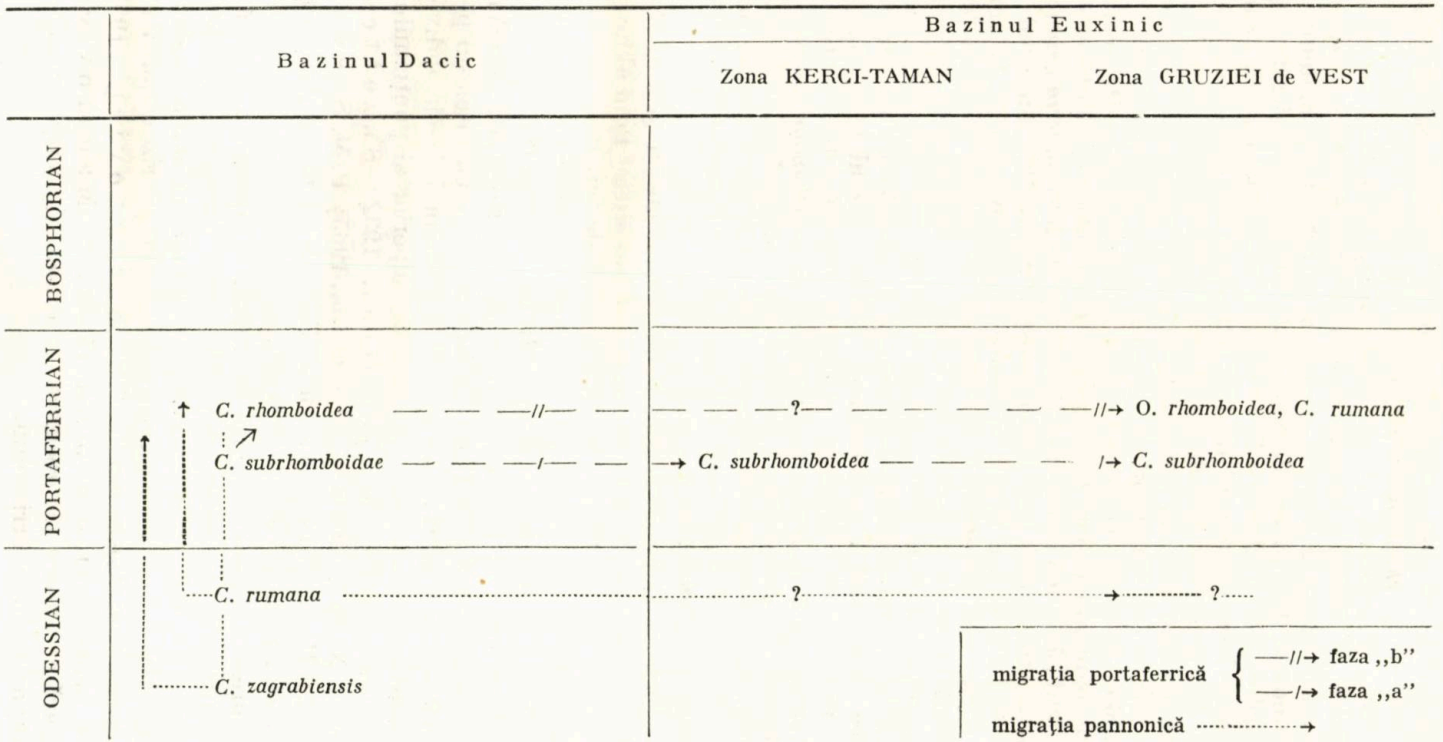
Credem că este cazul să precizăm că dacă în ceea ce priveşte poziţia stratelor de Enikali şi a celor de Urta putem împărtăşi opinia lui Celidze (1971) — deşi cu unele rezerve —, nu acelaşi lucru se petrece atunci cînd este vorba de înţelesul şi rangul portaferrianului pe care autorul gruzin îl consideră ca un orizont prin care desemnează doar stratele de Urta, situate la partea superioară a ponţianului mediu. Pentru că, judecînd atît după ansamblul afinităţilor faunistice, cît şi după relaţiile dintre stratele cu *Congeria subrhomboidea* şi stratele cu *C. rhomboidea*, pare mai justificată opinia ca acestea să fie considerate laolaltă în subetajul portaferrian [2].

Din tabelul nr. 3 reiese că stratele cu *C. subrhomboidea* şi stratele cu *C. rhomboidea* pot fi separate şi în Bazinul Euxinic şi în cel Dacic. Luînd în

[2] În ultimul timp, Celidze (1974, Morskii pont Gruzii) a revenit asupra unora dintre opiniile sale. Nota de faţă fiind însă dată la tipar, nu am mai avut posibilitatea să intervenim cu completările de rigoare referitoare la noua schemă de subdivizare a ponţianului, pe care o oferă Celidze în ultima sa lucrare.

Tabelul nr. 3

Corelarea stratelor cu *Congeria rumana*, *C. subrhomboidea* şi *C. rhomboidea* din Bazinul Dacic şi Bazinul Euxinic



considerație, pe de o parte, relațiile dintre stratele cu *C. subrhomboidea* cu stratele cu *C. rhomboidea* iar, pe de altă parte, raporturile dintre *C. zagrabiensis*, *C. rumana*, *C. subrhomboidea* și *C. rhomboidea* rezultă o linie filogenetică în sensul sugerat de enumerarea speciilor respective. Dar, dacă admitem această schemă, ne putem întreba de ce în domeniul euxinic nu se cunoaște *C. rumana* în ponțianul inferior (= odessian) și de ce în zona nord-euxinică (Kerci—Taman) nu s-a semnalat *C. rhomboidea* în portaferrian? În momentul de față un răspuns satisfăcător nu poate fi dat la aceste întrebări. Se admite că în ponțianul inferior migrațiile faunistice s-au produs în două sensuri: o migrație egeică, ce s-a continuat cu cea a faunei de Odessa propriu-zise, și o migrație pannonică (A. G. Eberzin, 1965, 1967; A. G. Eberzin și colab., 1966). Or, tocmai această migrație pannonică (cu *Paradacna*, *Chartoconcha*, *Valenciennius* etc.) ar fi trebuit să aducă în Bazinul Euxinic și specia *Congeria rumana*. Pentru explicarea lipsei reprezentanților acestei specii din ponțianul inferior al Bazinului Euxinic nu pot fi invocate motive privitoare la condițiile de mediu, facies etc. În această situație, nu ne rămîne decît să presupunem că fie pînă în prezent *Congeria rumana* n-a fost identificată încă, fie că această specie n-a putut pătrunde în zona respectivă din motive necunoscute nouă. La fel se pune problema și pentru *C. rhomboidea* situată, în general, la partea superioară a portaferrianului. Din tabelul nr. 3, prezentat mai înainte, reiese că noi admitem, avînd în vedere datele faptice cunoscute pînă în prezent, că reprezentanții speciei *C. subrhomboidea* își au originea fie în Bazinul Pannonic, fie în Bazinul Dacic, de unde au migrat în Bazinul Euxinic grație unei faze mai timpurii (faza „a") a migrației portaferrice. O a doua fază („b") a aceleiași migrații a dus la apariția în Bazinul Euxinic și a speciei *C. rhomboidea*.

În Bazinul Dacic includem în ponțianul mediu și stratele cu *Unio*, *Cristaria*, *Hyriopsis*, *Viviparus* etc. (= süsses Mittel-Pont al lui Krejci-Graf și Wenz, 1931), precum și stratele cu *Prosodacnomya* ex gr. *sabbae* Andreescu, nom. nov. *pro Prosodacna sturi* Sabba non Cobălcescu.

În fine, cea de-a treia mare subdiviziune a ponțianului, bosphorianul lui Andrusov, a fost destul de mult controversată. Dacă în Bazinul Euxinic bosphorianul a fost păstrat aproximativ cu înțelesul pe care i l-a dat Andrusov (1923), în schimb în Bazinul Dacic individualitatea acestei unități stratigrafice — ca subetaj superior al ponțianului — a fost deseori contestată (K. Krejci-Graf, 1932; Suzette Gillet, 1933, 1961; N. Macarovici și colab., 1965; P. M. Stevanovici, 1951, 1971; M. G. Filipescu și Elisabeta Hanganu, 1966; A. G. Eberzin și colab., 1966 etc.).

În prezent există tendința ca volumul bosphorianului să fie întrucîtva restrîns, prin considerarea de către unii autori a orizontului IV de la Kamîșburun (= stratele superioare cu *Paradacna abichi* = stratele superioare cu *Valenciennesia*) ca un echivalent facial al orizontului V (= stratele cu *Congeria subrhomboidea*) (P.M. Stevanovici, 1951, 1971). O părere asemănătoare o găsim reluată și în N. Macarovici și colab. (1965), fără ca autorii să precizeze cît anume din bosphorianul euxinic ar trebui raportat portaferrianului.

Atribuirea orizontului V de la Kamîşburun ponţianului mediu pare să îşi găsească o motivare logică dacă admitem că stratele cu *Congeria rhomboidea* sînt ceva mai recente decît cele cu *C. subrhomboidea*. În acest caz este verosimil ca orizontul IV de la Kamîşburun să corespundă, eventual, stratelor cu *Congeria rhomboidea*. Această idee ne-a fost sugerată de către Gr. C e l i d z e (1972, in litt.). Prin urmare, bosphorianul euxinic rămîne să cuprindă orizonturile I—III de la Kamîşburun, adică falunele inferioare şi superioare caracterizate, în principal, prin diverse specii de *Pontalmyra*.

În Bazinul Dacic atribuim bosphorianului stratele situate peste complexul cu *Congeria* ex gr. *rhomboidea* (sau echivalentele acestuia), din cadrul portaferrianului şi sub stratele dacian inferioare, reprezentate prin stratele cu *Pachydacna* şi echivalentele lor.

Faciesurile şi conţinutul fosil sînt extrem de variate în cuprinsul bosphorianului, fapt ce implică o atenţie (şi prudenţă !) deosebită mai ales cînd se încearcă delimitarea părţii superioare a subetajului. Numai sesizarea îmbinării faciesurilor coroborată cu o justă apreciere a repartiţiei pe verticală a conţinutului faunistic oferă posibilitatea unei separări judicioase a bosphorianului de geţian.

Partea inferioară a bosphorianului este de obicei reprezentată prin ceea ce geologii români denumesc „strate superioare cu *abichi*". Acest facies poate trece pe laterală la faciesul stratelor cu *Dreissenomya*, *Pantalmyra*, *Congeria* etc., la stratele cu *Tauricardium olteniae* şi *Stylodacna*, la stratele cu *Parapachydacna*, *Phyllocardium*, *Stylodacna* etc., ori la stratele cu *Pontalmyra* div. sp., *Chartoconcha*, *Lunadacna* etc. Evident că unele sau altele dintre faciesurile enumerate pot să se extindă în întreg bosphorianul, sau pot să predomine numai la anumite nivele ale acestuia. Aşa, de pildă, stratele cu *Pontalmyra*, *Chartoconcha* etc., ori stratele cu *Tauricardium olteniae*, *Prosodacna* ex gr. *semisulcata* pot fi întîlnite la orice nivel al bosphorianului. Stratele cu *Dreissenomya*, *Pontalmyra*, *Congeria*, *Dreissena* predomină — fără o localizare strictă — mai ales în cea de-a doua jumătate a bosphorianului (Sişeştii de Jos, Buleta, Mislea—Valea Mare, Matiţa, Tohani, Sîrbeşti etc.), în timp ce stratele cu *Parapachydacna* şi *Phyllocardium planum planum* se întîlnesc frecvent către partea terminală a subetajului (valea Motnăului, valea Săritoarea din bazinul hidrografic al Rîmnicului Sărat, apoi Sîrbeşti, Petrăcheşti, Dogari de pe valea Slănicului de Buzău, Joseni, Plopeasa din bazinul văii Sărăţelu de Buzău, Şoimari pe valea Lopatnei etc.).

Bosphorianul cuprinde şi o serie de strate cu faună pronunţat dulcicolă, cum sînt intercalaţiile cu *Viviparus* div. sp., *Unio (Unio) rumanus*, *Hyriopsis* etc. În unele părţi din Bazinul Dacic (zona de curbă a Carpaţilor Orientali) stratele bosphoriene se dezvoltă în facies cărbunos, în care caz fosilele sînt destul de rare, sau chiar lipsesc. În această din urmă situaţie, delimitarea bosphorianului de geţian este, într-adevăr, cu totul convenţională.

Asupra poziţiei bosphorianului în scara cronostratigrafică nu vom insista. Din cele prezentate de noi mai înainte reiese că bosphorianul trebuie considerat ca subetaj şi menţinut la partea superioară a ponţianului peste care urmează etajul dacian.

SUR LE VOLUME ET LES SUBDIVISIONS DU PONTIEN

RÉSUMÉ

Dans la première partie de cet ouvrage est présentée l'évolution du sens d'étage Pontien (en partant de l'époque de la Play (1842) et jusqu'à présent) dans le domaine central et oriental de la Paratéthys.

Le chapitre suivant comprend des discussions concernant la définition de l'étage Pontien. Il faut remarquer que dans le domaine de la Paratéthys le nom d'étage Pontien est utilisé maintenant ayant trois significations. Ainsi, Krejci-Graf (1932), S. Gillet (1933, 1961), P. M. Stevanovici (1951—1971), A. G. Ebersin et al. (1966) etc. n'admettent qu'un sens restreint du Pontien qui correspondrait au Novorossien d'Andrusov (1923). Cependant nous indiquons la priorité de ce nom (c'est-à-dire le Pontien s. str.) qui exprime approximativement le volume du calcaire d'Odessa (et de ses équivalents) considéré par Le Play comme étant l'une de ses « formations tertiaires pontiques ».

Un autre groupe de géologues séparent l'étage Pontien dans un sens beaucoup plus large qui, dans le Bassin Pannonique, correspond aux couches à congéries (= Pannonien sensu Lörenthey = Pannonien s. str. + Pontien s. str.) et dans les bassins Dacique et Euxinique correspond au Pontien (sensu Andrusov, 1917, 1923) et au Dacien (= Cimmérien).

Enfin, la troisième opinion concernant la manière de séparation de l'étage Pontien est celle selon laquelle cette unité stratigraphique renferme tant le calcaire d'Odessa et ses équivalents, que les falouns de Kamychbouroun et leurs équivalents. Les principaux promoteurs de ce point de vue ont été N. I. Andrusov (1897 b, 1917, 1923, etc.) et W. Teisseyre (1907, 1908). Maintenant la plupart des géologues roumains et soviétiques suivent cette manière d'individualiser l'étage Pontien.

Quant aux subdivisions de l'étage Pontien nous précisons que l'Odessien (Mikhaïlovski, 1909) et le Portaferrien (Stevanovici, 1951) correspondent au Novorossien d'Andrusov (1923). Puis nous signalons la présence de l'espèce *Congeria subrhomboidea* dans le Portaferrien du Bassin Dacique, où elle est localisée dans un niveau inférieur face aux couches à *C. rhomboidea* (Tableau 3).

L'Odessien de Mikhaïlovski correspond aux VIIe et VIe horizons de Kamychbouroun ; le Portaferrien aux Ve et, probablement, IVe horizons et le Bosphorien aux horizons I—III de la même localité.

Dans le Bassin Dacique, le Bosphorien est représenté, habituellement, par un grand nombre de faciès et, étroitement lié à ceux-ci, par des associations écologiques très variables.

BIBLIOGRAFIE

ANDREESCU ION (1972 *a*), *Contribuţii la stratigrafia Dacianului şi Romanianului din zona de curbură a Carpaţilor Orientali*, D.S. Inst. geol., **LVIII**/4 (1971), Bucureşti.

— (1972 *b*), *Guide de l'excursion de la Ve Réunion du Groupe de travail pour la Paratéthys* (Rédacteur coordonateur Fl. Marinescu) *Guide de l'excursion N° 9*, Inst. Géol., p. 86—89 et 92—103, Bucarest.

ANDRUSOV N. I. (1886), *Die Schichten von Kamyschburun und der Kalkstein von Kertsch in der Krim*, Jahrb. geol. Reichsanst., **36**, *1*, 127—140.
— (1897 *a*), *Iskopaemie i jivuşcie Dreissenidae Evrazii*, Izbr. tr., **III**, 17—440, Izd. AN SSSR, 1964, Moskva.
— (1897 *b*), *Nekotorie zameciania o vzaimnih sootnoşeniah verhnetreticinih otlojenii Rosii, Rumînii i Avstro-Vengrii*, Izbr. tr., **II**, 26—34, Izd. AN SSSR, 1963, Moskva.
— (1909), *Kriticeskie zametki o russkom neogene. Statia II. Congeria subrhomboidea v Kamişburunskom profile*, Izbr. tr., **II**, 285—291, Izd. AN SSSR, 1963, Moskva.
— (1912), *Iskopaemie mşankovie rifi Kercenskogoi Tamanskogo poluostrovov*, J. Ponticeskii iarus, Izbr. tr., **I**, 469—470, Izd. AN SSSR, 1961, Moskva.
— (1917), *Ponticeskii iarus*, Izbr. tr., **II**, 299—333, Izd. AN SSSR, 1963, Moskva.
— (1923), *Apşeronskii iarus*, Izbr. tr., **II**, 333—569, Izd. AN SSSR, 1963, Moskva.
BARBOT DE MARNY (1869), *Gheologhiceskii ocerk Hersonskoi*, St. Pet.
CELIDZE G. F. (1953), *Novie dannie o ponticeskoi faune kaspiiskoi, cernomorsko oblasti*, Dokl. AN SSSR, **XCI**, *1*.
CELIDZE G. F. (1964), *Plioţen zapadnaia pogrujenia Gruzinskoi glibi i Guriiskaia podzona Adjaro-Trialetskoi skladciatoi sistemi*, Gheol. SSSR, **X**, Gr. SSr.
— (1970), *Portaferskie otlojenia zapadnoi Gruzii*, Soob. AN Gruz. SSR, **58**, *3*, Tbilisi.
— (1971), *O podrazdelenii ponticeskih otlojenii*, Soob. AN GSSR, **64**, *2*, Tbilisi.
DAVITAŞVILI L. C. (1933), *Zametka o paralelizaţii plioţenovih SE Evropa*, Inf. Zbornik. neft. geol. razred. In-ta, **2**, **3**.
EBERZIN A. G. (1947), *Rod Limnocardium Stol. v plioţene pontocaspiiskogo basseina*, Tr. Paleont. Inst., **XIII**, *4*, Izd. AN SSSR.
— (1959), *Solonovatovodnie cardiidi plioţena SSSR*, Tr. Paleont. Inst., Ciasti III, **LXXIV**, Izd. AN SSSR, Moskva.
— (1965), *Sistema i filoghenia solonovatovodnih cardiid*, AN SSSR, Zoolog. Inst., Izd. „Nauka", Zbornik vtoroi, Moskva.
— (1967), *Solonovatovodnie cardiidi plioţena SSSR*, Ciasti V, Tr. Paleont. Inst., **112**, Izd. „Nauka", Moskva.
EBERZIN A. G., MOTAŞ I. C., MACAROVICI N., MARINESCU F. (1966), *Afinităţi pannonice şi uxinice ale neogenului superior din bazinul dacic*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria Geologie, **11**, *2*, Bucureşti.
FILIPESCU M. G. (1936), *Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana*, An. Inst. Geol., **XVII**.
FILIPESCU M. G., HANGANU ELISABETA (1966), *Asupra vîrstei şi orizontării stratigrafice a depozitelor neogene postsarmatice din Subcarpaţi*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **11**, *1*, Bucureşti.
GILLET SUZETTE (1933 *a*), *Essai de classification du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur de Roumanie, la Transylvanie et le Banat*, C. R. Séan. Acad., **19**, Paris.
— (1933 *b*), *Essai de synchronisme du Miocène supérieur et du Pliocène dans l'Europe centrale et orientale*, Bull. Soc. Géol. Fr., V^e^ sér., **III**, *5—6*, Paris.
— (1961), *Essai de paléogéographie du Néogène et du Quaternaire inférieur d'Europe orientale*, Rev. Géogr. phys. et de Géol. dyn. (2), **IV**, *4*, 218—250, Paris.
HANGANU ELISABETA (1966), *Studiul stratigrafic al Pliocenului dintre valea Teleajen şi valea Prahova*, St. tehn. econ., Ser. J, 2, Bucureşti.
JEKELIUS E. (1943), *Das Pliozän und die sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken*, An. Inst. geol. Rom., **XXII**, Bucureşti.
KREJCI-GRAF K., WENZ W. (1931), *Stratigraphie und Paleontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia (Rumänien)*, Zeitschr. d. deutsch. Geol. Gesel., **83**, *2—3*, Berlin.
KREŞCI-GRAF K. (1932), *Parallelisierung des Südosteuropäischen Pliozäns*, Geol. Rund., **XXIII**, *6* (Bonn), Stuttgart.
MACAROVICI N., MARINESCU F., MOTAŞ I. (1965), *Asupra neogenului superior şi a ponţianului s. str. din Bazinul Dacic*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **10**, *2*, Bucureşti.
MARINESCU F. (1964), *Propuneri cu privire la orizontarea ponţianului din partea occidentală a Bazinului Getic*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **9**, *1*, Bucureşti.
MIHAILOVSKII G. P. (1909), *Gheologhiceskie isledovanie na SW Bessarabii*, Izv. GheolCom., **38**, St. Petersburg.
MOTAŞ I. C., ANDREESCU I., PAPAIANOPOL I. (1973), *Les prosodacnes du sous-genre Psilodon Cob*, Mém. Inst. Géol.
PANĂ IOANA (1966), *Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău şi valea Bălăneasa*, Inst. geol., Şt.tehn. econ., Ser. J, *1*.

PAULIUC MARIETA (1970), *Specii ale genului Pseudocatillus din Pliocenul regiunii dintre valea Teleajenului şi valea Cricovului*, Anal. Univ. Buc. (Geol.), Bucureşti.

STEVANOVICI P. M. (1951), *Pontische Stufe im engeren Sinne. Obere Congerienschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete*, Sr. Ak. N. Pos. Izd., **CLXXXVII** (Geol. Inst.), *2*, Beograd.

— (1961), *Pontische Fauna mit Limnocardium petersi bei Kadar an der Save (Nordbosnien)*, Annal. Géol. de la Pénins. Balk., **XXVIII**, Beograd.

— (1964), *Contribution à la connaissance de l'étage Pontien de Grèce avec une remarque spéciale sur le Pontien de la mer Noire*, Curs. y Conf. Inst. „L. Mallada", **9**, Sabadell.

STEVANOVICI P. M. (1971), *Umfang und Charakter des Portaferrien (O. Pont. s. str.) im Westteil des Paratethys vor allem in Jugoslawien*, Coll. sur Néog. Matér. Séan. plén. et sect., Budapest.

ŞTEFĂNESCU SABBA (1897), *Etude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude stratigraphique*, Lille.

TAKTAKIŞVILI I. G. (1967), *Istoriceskoe razvitie semeistva valenciennid*, Izd. „Meţniereba", Tbilisi.

— (1968), *Rumînskie" elementi v ponticeskoi faune zapadnoi Gruzii*, Bull. Ac. Sc. Georgian SSR, **L**, *3*, Tbilisi.

— (1969), *K izucenii romboidnoi grupî congherii*, Soob. AN GSSR, **55**, *3*, Tbilisi.

— (1971), *O stratigraficeskom podrazdelenii ponticeskih otlojenii zapadnoi Gruzii*, Soob. AN GRSS, **62**, *2*.

TEISSEYRE W. (1909), *Asupra etajelor Meotic, Pontic şi Dacic din regiunea subcarpatică a Munteniei de răsărit*, An. Inst. geol. Rom. (1908), Bucureşti.

WENZ W. (1942), *Mollusken des Pliozäns der Rumänischen Erdölgebiete*, Senckenbergiana, **24**, Frankfurt am Main.

Primit în redacţie la 20 iunie 1973

Institutul de geologie şi geofizică

ASUPRA UNOR ALGE, FORAMINIFERE, SPHINCTOZOARE ȘI MICROPROBLEMATICE DIN TRIASICUL DIN CARPAȚII ORIENTALI ȘI DOBROGEA DE NORD

DE

OVIDIU DRAGASTAN, EUGEN GRĂDINARU

Studiul microfacial al unor depozite triasice din zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali şi din Dobrogea de nord a permis identificarea unor asociaţii de alge, foraminifere, sphinctozoare şi microproblematice, care aduc noi precizări asupra vîrstei acestor depozite.

CARPAȚII ORIENTALI

1. Masivul Chicera (Munţii Tulgheş). Studiile efectuate de unul din autori (O. D.) asupra depozitelor triasice din acest sector (fig. 1) au demonstrat că peste o serie detritică de vîrstă seisiană urmează o serie de tranziţie formată din dolomicrite în plăci, cenuşii închis sau roşcate, cu grosimi pînă la 10 cm, intercalate cu dolomite în bancuri cu grosimi pînă la 1 m şi mici nivele de calcare biopelmicritice. În dolomicrite s-a întîlnit frecvent o asociaţie constituită din *Glomospira articulosa* Ho şi *Aeolisaccus duninngtoni* Elliott, asociaţie caracteristică campilianului (pl.I, fig. 4, 5). Aşadar, „calcarele şistoase" pe care I. A t a n a s i u (1929) le atribuia îndoielnic werfenianului revin campilianului şi nu seisianului, aşa cum afirmă C. G r a s u (1970). Seria de tranziţie are o grosime de 10—15 m. Anisianul este reprezentat printr-o serie dolomitică formată mai ales din dolomicrite de culoare roşcată, intercalate cu dolomite masive, nestratificate, ruiniforme, de culoare gălbui roşcat. În dolomicritele din partea inferioară a seriei s-a întîlnit o asociaţie alcătuită din *Citaella dinarica* (Kochansky — Devide & Pantic), *Glomospira densa* (Pantic), *Aeolisaccus duninngtoni* Elliott, iar la partea superioară a seriei *A. tintinniformis* Misik (pl. I, fig. 1, 3, 4, 6). La anumite nivele se dezvoltă frecvent structuri stromatolitice de tip LLH (Logan, Rezak & Ginsburg) (pl. I, fig. 2). Dintre speciile menţionate, *Glomospira densa* este întîlnită frecvent în intervalul „hydaspian" în timp ce în intervalul pelsonian — illyrian inferior prezenţa ei este rară. *Citaella dinarica* este frecventă în intervalul „hydaspian" — pelsonian, iar *Aeolisaccus tintinniformis* are un interval de evoluţie foarte larg, anisian — norian. Asociaţia citată indică cu siguranţă prezenţa intervalului „hydaspian" — pelsonian şi probabil prezenţa illyrianului inferior. Grosimea seriei dolomitice este de 80—100 m.

2. Piatra Pînţăreni (Bicaz-Chei). Cercetările noastre (O.D.) au arătat că seria detritică de vîrstă seisiană se dezvoltă sporadic în acest sector. În partea bazală a seriei dolomitice se dezvoltă calcare cenuşii-

gălbui cu o textură biopelsparitică, cu intraclaste şi rare fragmente de cuarţ. Aceste calcare conţin o asociaţie cu *Glomospira simplex* Ho, *Glomospirel'a shengi* Ho, *G. irregularis* (Moeller), ultima specie fiind foarte frecventă (pl. I, fig. 7—9). Destul de rar apare *Aeolisaccus duninngtoni* Elliott. Această asociaţie indică prezenţa intervalului campilian — „hydaspian" —

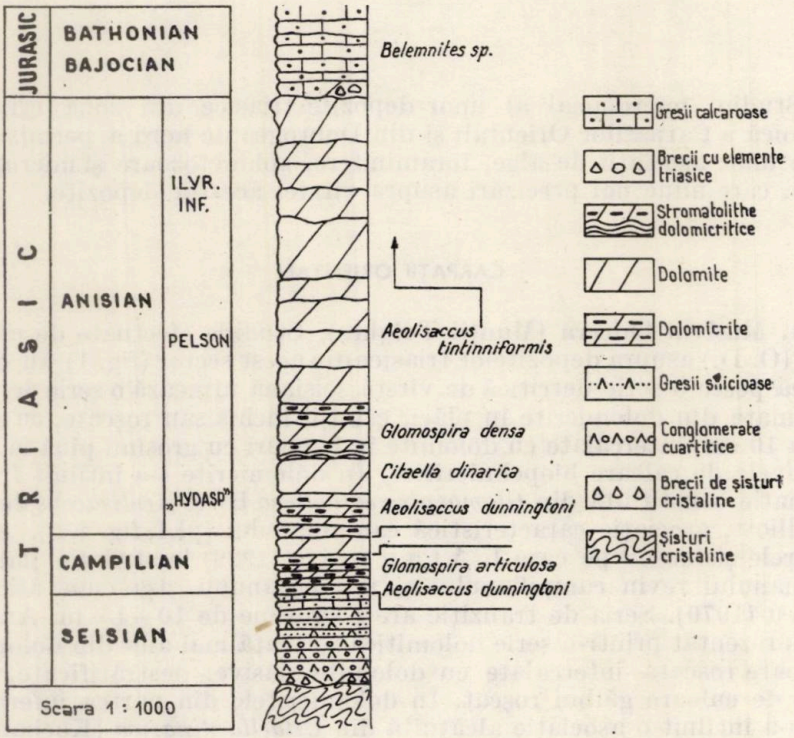


Fig. 1. — Coloana stratigrafică a triasicului din masivul Chicera (Munţii Tulgheş).

pelsonian (pro parte). Cea mai mare parte a seriei dolomitice revine însă intervalului pelsonian (pro parte) — illyrian.

3. Dealul Melcilor — Braşov (Masivul Postăvarul). În acest sector se dezvoltă o suită de aproape 100 m grosime alcătuită din calcare recifale masive, albe sau cenuşii deschis, intens diaclazate şi diagenizate. E. J e k e l i u s (1936) a recoltat o bogată faună şi microfloră reprezentată prin alge (*Teutloporella infundibuliformis* Gümbel = *T. nodosa* Schäfh. fide P a t r u l i u s, 1970, *Diplopora annulata* (Schäfh.)), sphinctozoare (*Colospongia dubia* Münster = *C. catenulata* Ott 1967), numeroase crinoide, echinide, brahiopode, lamelibranhiate, gasteropode şi rare cefalopode, şi anume: *Michelinoceras campanile* (Mojs.), *Pleuronautilus marmolatae* Mojs., *Hungarites elsae* Mojs., *Arpadites* sp. aff. *cinensis* Mojs. (figurat greşit la

pl. IX, fig. 7 ca *A.* sp. aff. *A. esinensis* Mojs.), *Trachyceras coronense* Jekelius, *Proarcestes barrandei* (Laube), *Proarcestes* sp. ind. aff. *P. boeckhi* (Mojs.), *Atractites boeckhi* (Stürzenbaum), *Sageceras* sp., *Nannites* sp. O. K ü h n (1936) descrie o bogată faună de corali de tip St. Cassian, hidrozoare, tabulaţi şi briozoare. În ceea ce priveşte vîrsta acestor calcare, E. J e k e l i u s (1936, p. 21) scrie următoarele:

„Der Triaskalk von Braşov entspricht der Kalkfazies der ladinischen Stufe der Südalpen und ist stratigraphisch an die Grenze zwischen Langobard und Untercordevol oder aber ins Langobard (Wengener Niveau) zu verlegen".

D. P a t r u l i u s şi colab. (1971) atribuie acestor calcare vîrsta ladinian superior (langobardian), ca echivalent al stratelor de Wengen.

Fauna descrisă de E. J e k e l i u s şi O. K ü h n a fost recoltată din crusta de alteraţie a calcarelor. Din masa calcarelor nu pot fi extrase fosile. Analiza distribuţiei stratigrafice a faunei citată de autorii menţionaţi pledează pentru un interval stratigrafic mai larg, anume ladinian — carnian inferior. Prezenţa genului *Trachyceras*, reprezentat prin *T. coronense* Jekelius, precum şi a speciei *Proarcestes barrandei* (Laube) pledează pentru prezenţa carnianului inferior (cordevolian), fapt ce concordă cu vîrsta unei mari părţi din fauna descrisă de cei doi autori. Restul funei de cefalopode este caracteristic fie ladinianului (*Arpadites cinensis* Mojs., *Proarcestes boeckhi* (Mojs.)), fie anisianului superior — ladinianului (*Michelinoceras campanile* (Mojs.), *Atractites boeckhi* (Stürz.), *Hungarites elsae* Mojs.). Prezenţa ladinianului este demonstrată şi de existenţa algelor din grupul *Teutloporella nodosa — Diplopora annulata*, ca şi de prezenţa unor lamelibranhiate (*Daonella lommeli* Mojs.) şi gasteropode caracteristice. Prin urmare, sîntem în prezenţa unei asociaţii polizonale.

Un studiu microfacial informativ al calcarelor recifale din Dealul Melcilor ne-a permis să evidenţiem o asociaţie formată mai ales din sphinctozoare şi microproblematice. Asociaţia este constituită din *Dictyocoelia manon* (Münster), *Lamellitubus carpathicus* nov. sp., *Tubiphytes obscurus* Maslov, gimnocodiacee şi rar *Cayeuxia* sp. (pl. V, fig. 28—34). Primele două specii sînt extrem de frecvente. Vîrsta acestor calcare ar fi ladiniană dacă avem în vedere că *Dictyocoelia manon* (Münster) este o specie frecvent întîlnită în ladinianul din Alpi, unde este asociată cu *Colospongia catenulata* Ott, specie întîlnită şi în calcarele din Dealul Melcilor dar figurată şi descrisă de E. J e k e l i u s sub numele de *Colospongia dubia* Münster. Un studiu microfacial de detaliu, pe care îl preconizăm a-l efectua în viitor, va permite cu siguranţă precizarea vîrstei calcarelor recifale din acest sector, deziderat impus de importanţa stratigrafică şi tectonică a acestora.

DOBROGEA DE NORD

Unul din autori (E. G.) a descoperit la Dunavăţu de Sus (fig. 2) un nivel cu alge dasicladacee, organisme neidentificate pînă acum în depozitele triasice din Dobrogea de nord. Regiunea Dunavăţu de Sus se situează în extremitatea de est a zonei Tulcea, unitate caracterizată prin larga dezvoltare a depozitelor triasice. În lucrările anterioare nu se precizează vîrsta

exactă a depozitelor triasice care aflorează în dealurile de la vest de Dunavățu de Sus. Succesiunea depozitelor triasice este alcătuită dintr-o alternanță de calcarenite cenușiu deschis, calcare albe, calcare negricioase cu vine roz. Aproximativ la circa 700 m spre est de extremitatea vestică a zonei de afloriment se dezvoltă nivele de calcarenite alcătuite exclusiv din alge. Microfacial, acestea sînt biolitite algale pelsparitice. Asociația de alge dasicladacee este reprezentată prin

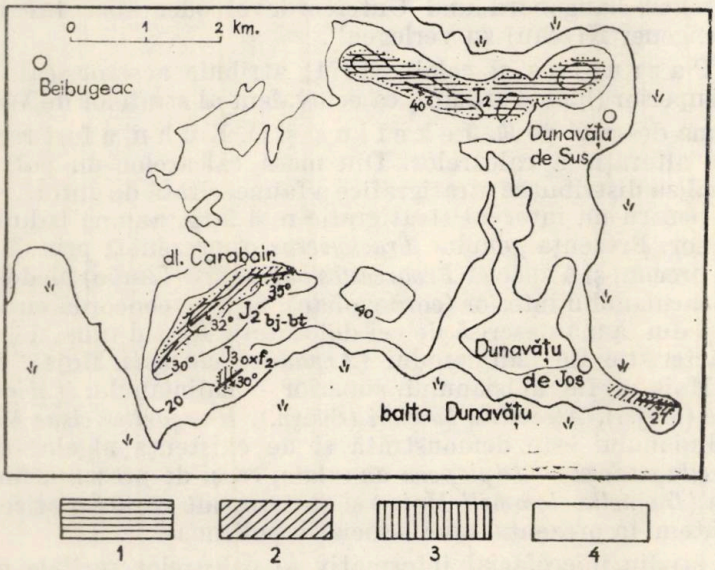


Fig. 2. — Schiță de hartă geologică în regiunea Dunavățu (Dobrogea de nord).

1, Triasic mediu — anisian (pelsonian — illyrian inf.); *2*, jurasic mediu (bajocian — bathonian); *3*, jurasic superior (oxfordian mediu); *4*, cuaternar.

Physoporella pauciforata (Gümbel), *Ph. pauciforata* var. *sulcata* Bystricky, *Ph. praealpina* Pia, *Ph. minutula* (Gümbel), *Oligoporella pilosa* Pia, *O. pilosa* var. *intusannulata* Pia, *Oligoporella* nov. sp., *Diplopora hexaster* (Pia) și *Macroporella alpina* Pia (pl. II — IV). Dintre speciile menționate, *Macroporella alpina* este cea mai frecventă, masa biolititică a calcarelor fiind formată în cea mai mare parte din thaluri ce provin de la această specie. Urmează *Oligoporella pilosa* alături de suita speciilor din grupul generic *Physoporella*, grup care imprimă însă valoarea stratigrafică a asociației de alge de la Dunavățu de Sus. Dacă avem în vedere studiile lui E. Ott (1972), H. Hurka (1969), E. Popa și O. Dragastan (1973) privind grupele de alge dasicladacee, rezultă că la Dunavățu de Sus există o asociație formată din specii de *Oligoporella* — *Physoporella*, care ating maximum de evoluție în intervalul pelsonian — illyrian inferior. Alături de dasicladacee se întîlnesc destul de rar foraminifere (*Neoendotyra reicheli* Reitlinger), hidrozoare, plăci de crinoide și resturi de lamelibranhiate.

DESCRIERI PALEONTOLOGICE

Familia **DASYCLADACEAE**

Genul **Oligoporella** Pia 1912

Oligoporella nov. sp.

(pl. IV, fig. 26)

Material : 1 exemplar, Col. L.P.B. — V, nr. 0022.

Descriere : Tal subcilindric cu pereţi subţiri, ondulaţi, fără a forma segmente. Ramuri de tip pirifer, cu partea proximală lăţită şi cea distală ascuţită. În ansamblu, forma ramurilor este conic ascuţită.

Dimensiuni : D = 2,5 mm ; d = 2,0 mm ; d. p. prox. = 0,15 — 0,18 mm; d. p. distal = 0,030—0,045 mm.

Observaţii : Prin forma talului cu pereţii ondulaţi, ca şi prin aspectul ramurilor, conic, lung pirifere, acest tip de algă se distinge de formele descrise pînă acum în grupul *Oligoporella* Pia. Deşi nu dispunem de mai multe exemplare, consemnăm totuşi această prezenţă, considerînd că acest tip aparţine unei specii noi.

Localizare : Pelsonian — illyrian inferior, biolitite algale, Dunavăţu de Sus, zona Tulcea — Dobrogea de nord.

★

Description : Subcylindrical thallus with undulated thin walls, without forming segments.The branches of pyriferous type with the widened proximal part and a sharp distal one. In the whole the shape of branches is conic and sharp.

Measurements : D = 2.5 mm ; d = 2.0 mm ; d. p. prox. = 0.15 — — 0.18 mm; d. p. distal = 0.030 — 0.045 mm.

Remarks : Owing to the shape of its thallus with undulated walls as well as to the long conical pyriferous branches this type is to be distinguished from the so far described types of Oligoporella Pia group. As no more specimens are available, we recorded its presence considering that this type would pertain to a new species.

Occurrence : Pelsonian — Lower Illyrian algal-biolithites, Dunavăţu de Sus, Tulcea Zone — North Dobrogea.

PROBLEMATICAE

Genus **Lamellitubus** Ott 1968

Lamellitubus carpathicus nov. sp.

(pl. V, fig. 28—30)

Holotype : Pl. V, fig. 28, Col. L.P.B.-V, nr. 0026, ladinian, Dealul Melcilor — Braşov, Carpaţii Orientali.

Paratypes : Pl. V, fig. 29—30, Col. L.P.B. — V, nr. 1027, ladinian, Dealul Melcilor — Braşov, Carpaţii Orientali.

Derivatio nominis : „Carpathicus" de la lanţul muntos al Carpaţilor.

Descriere: Tuburi cu pereţi constituiţi din două strate : un strat intern dublu, micritic, şi un strat extern mai dezvoltat, format din lamele dispuse unghiular faţă de axă. Această dispoziţie este aparentă, deoarece, în realitate, stratul extern prezintă lame cu dispoziţie spirală. În secţiuni transversale tuburile apar circulare, simple sau unite, fiind duble sau triple în ultimul caz.

Dimensiuni : D = 0,5—1,2 mm ; d = 0,2—0,5 mm ; grosimea peretelui lamelar = 0,05 — 0,10 mm.

Observaţii : *Lamellitubus carpathicus* nov. sp. se distinge de *L. cauticus* Ott 1968 prin dispoziţia lamelor care sînt mult mai fine, formînd un strat lamelar extern îngust cu lame dispuse sub un unghi ascuţit faţă de axă. De asemenea, aspectul general al tuburilor, mai mici, uneori duble sau triple, impune separarea acestei specii.

Localizare: Ladinian, calcare recifale, Dealul Melcilor — Braşov, Carpaţii Orientali.

★

Holotype: Pl. V, fig. 28, Coll. L.P.B. — V, no. 0026, Ladinian, Dealul Melcilor — Braşov, Eastern Carpathians.

Paratypes : Pl. V, figs. 29—30, Coll. L.P.B. — V, no. 0027, Ladinian, Dealul Melcilor — Braşov, Eastern Carpathians.

Derivatio nominis : "Carpathicus" from the Carpathian Mts.

Description : Tubes with double walls consisting of two strata : a micritic inner stratum and a more developed outer one built of sparitic lamellae with an angular position in relation to the axis. This arrangement is apparent, because in reality the outer stratum presents lamellae with spiral arrangement. In transversal sections the tubes appear circular, simple or united, in the latter case being either double or triple.

Measurements : D = 0.5 — 1.2 mm ; d = 0.2 — 0.5, thickness of the lamellar wall = 0.05 — 0.10 mm.

Remarks : The distinctive features of *Lamellitubus carpathicus* nov. sp. as compared to *L. cauticus* Ott 1968 are the arrangement of lamellae under a sharp angle in relation to the axis which renders it distinct from this species. Likewise, the general aspect of smaller, occasionally double or triple tubes requires the separation of this species.

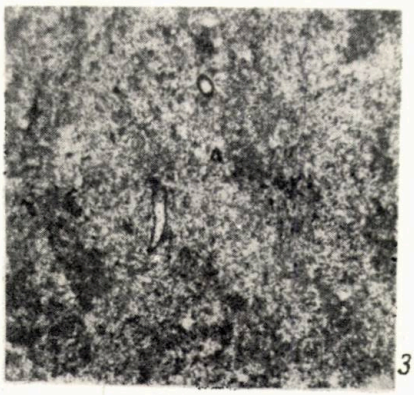
Occurence : Ladinian reefal limestones, Dealul Melcilor — Braşov, Eastern Carpathians.

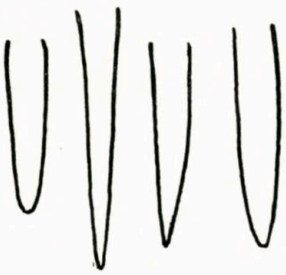
PLANŞA I

Fig. 1. — Dolomicrit cu *Citaella dinarica* (Kochansky-Dévidé & Pantic), masivul Chicera (Tulgheş), Col. L.P.B. nr. 10.361, × 20.
Fig. 2. — Dolomite stromatolithice, masivul Chicera (Tulgheş), × 6.
Fig. 3. — Dolomicrite cu *Aeolisaccus tintinniformis* Misik, masivul Chicera (Tulgheş), Col. L.P.B. — V, nr. 0025, × 10.
Fig. 4. — *Aeolisaccus duninngtoni* Elliott, masivul Chicera (Tulgheş), Col. L.P.B. — V, nr. 0024, × 100.
Fig. 5. — *Glomospira articulosa* Plummer, masivul Chicera (Tulgheş), Col. L.P.B.—V, nr. 10360.
Fig. 6. —*Glomospira densa* (Pantic,), masivul Chicera(Tulgheş), Col. L.P.B. nr. 10360.
Fig. 7. —*Glomospirella shengi* Ho, Piatra Pînţăreni (Bicaz Chei), Col. L.P.B. nr. 10360.
Fig. 8. — *Glomospirella irregularis* (Moeller), Piatra Pînţăreni (Bicaz Chei), Col. L.P.B. nr. 10361.
Fig. 9. — *Glomospira simplex* Ho, Piatra Pînţăreni (Bicaz Chei), Col. L.P.B. nr. 10361 ; figurile 5 — 9, × 50.

1

2

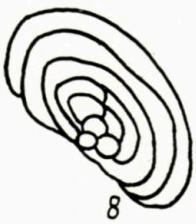

3


4

5

6

7


8

9

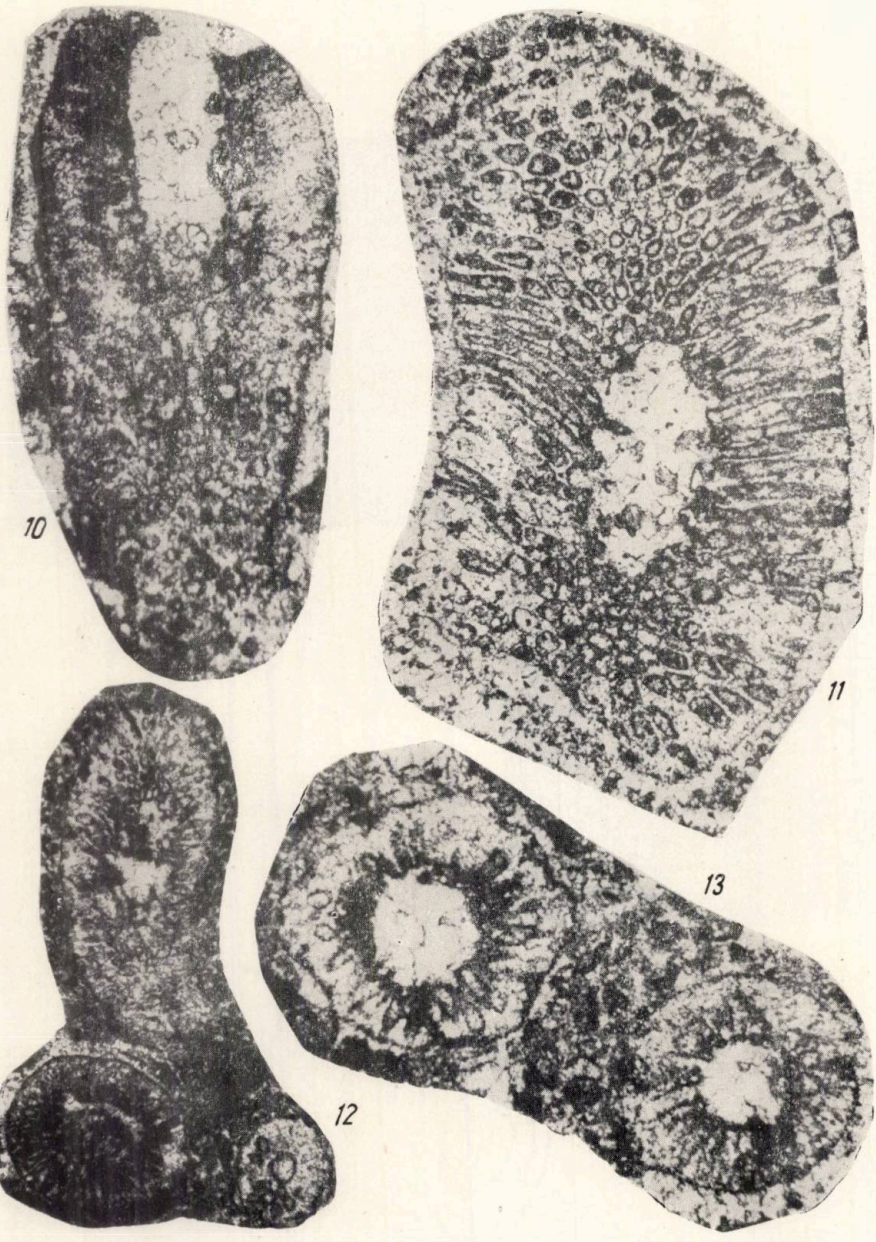


Fig. 10—13. — *Macroporella alpina* Pia ; fig. 10. — *Neoendothyra reicheli* Reitlinger, Dunavăț, Dobrogea de nord, Col. L.P.B. — V, nr. 0021 și Col. L.P.B. nr. 10.362 ; fig. 10—11, 13 × 15 ; fig. 12 × 10.

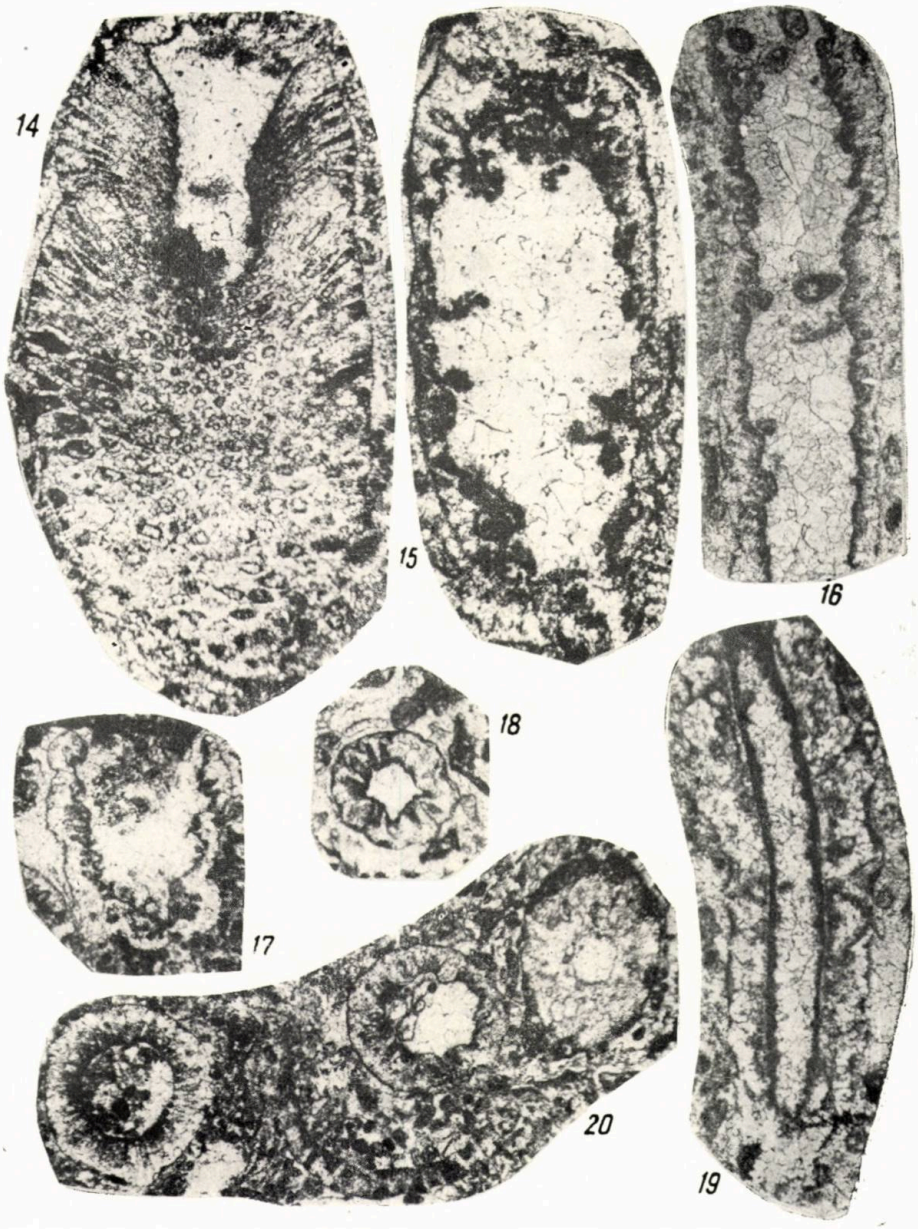
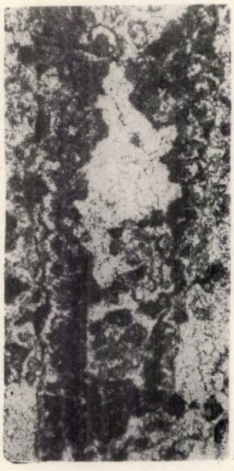
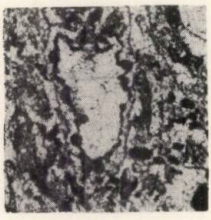
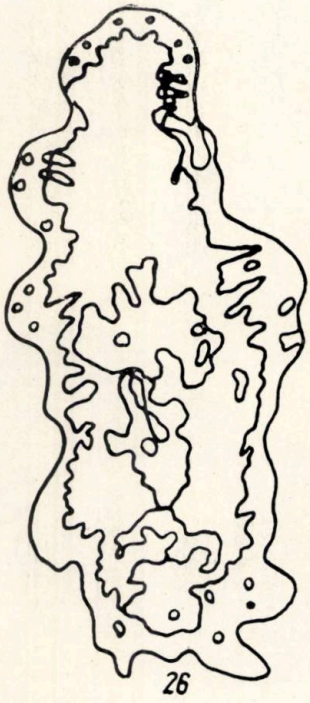


Fig. 14. — *Macroporella alpina* Pia, × 15.
Fig. 15. — *Oligoporella pilosa* var. *intusannulata* Pia, × 15.
Fig. 16. — 18 — *Oligoporella pilosa* Pia, × 10.
Fig. 19. — *Physoporella pauciforata* var. *sulcata* Bystricky, × 10.
Fig. 20. — *Macroporella alpina* Pia și *Oligoporella pilosa* Pia, × 10.
Col. L.P.B. — V, nr. 0021, Dunavăț, Dobrogea de nord.







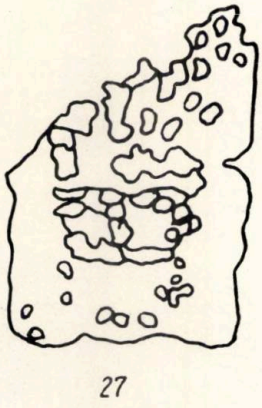


Fig. 21 — 23. — *Physoporella praealpina* Pia.
Fig. 24. — *Physoporella pauciforata* (Gümbel).
Fig. 25. — *Physoporella minutula* (Gümbel).
Fig. 26. — *Oligoporella* n. sp., Col. L.P.B. — V, nr. 0022.
Fig. 27. — *Diplopora hexaster* (Pia).
Fig. 21—25, 27,—Col. L.P.B.—V, nr. 0021, Dunavăț, Dobrogea de nord, × 15.

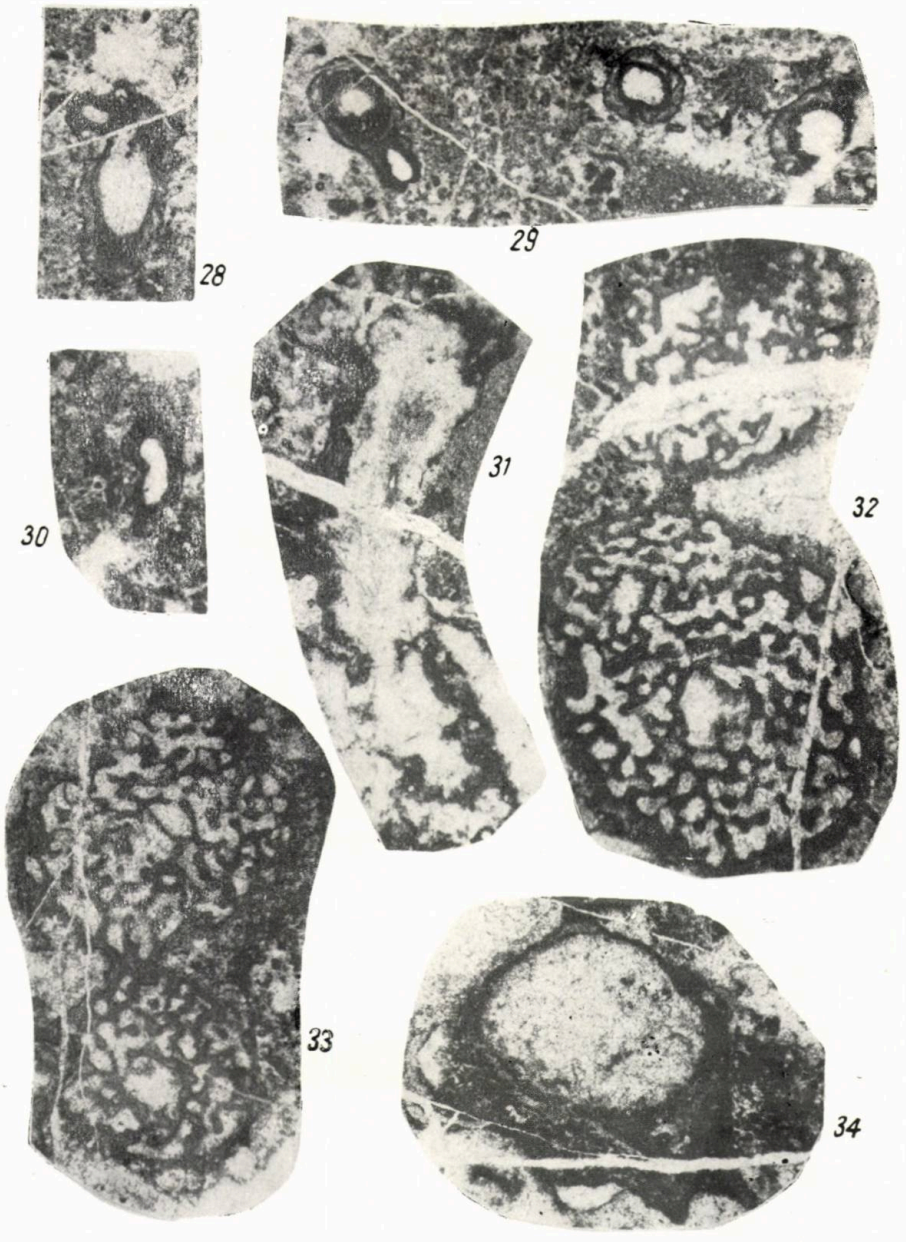
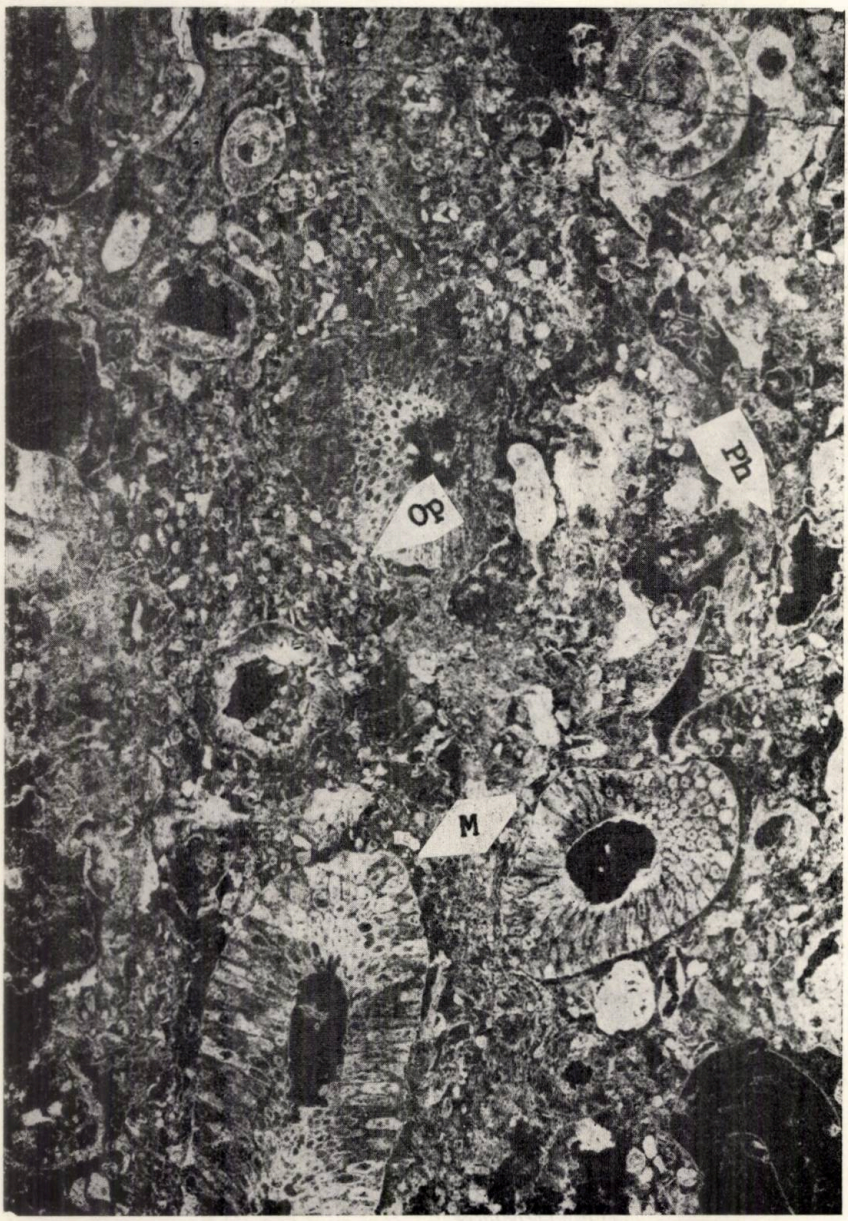


Fig. 28 — 30. — *Lamellitubus carpathicus* n. sp., holotype, Col. L.P.B. — V, nr. 0026, paratypes, Col. L.P.B. — V, nr. 0027.
Fig. 31. — Alge *gimnocodiacee*.
Fig. 32 — 33. — *Dictyocoelia manon* (Münster) Ott, L.P.B. — III S, nr. 0001.
Fig. 34. — *Tubiphytes obscurus* Maslov, Col. L.P.B. — V, nr. 0023.
Dealul Melcilor-Brașov, × 10.



Biolitit algal format din *Macroporella alpina* (M), *Oligoporella pilosa* Pia (Op)— secţiune transversală, *Physoporella minutula* (Gümbel) (Ph), Col. L.P.B. — V, nr. 0021, Dunavăţu de Sus, Dobrogea de nord, clişeu negativ, × 6.

SOME TRIASSIC ALGAE, FORAMINIFERAE, SPHINCTOZOA AND MICROPROBLEMATICAE FROM THE EASTERN CARPATHIANS AND NORTH DOBROGEA

SUMMARY

Eastern Carpathians. In the area of the *Chicera Massif* (Tulgheş Mts.) two assemblages with Foraminiferae and Microproblematicae were identified: 1, a Campilian assemblage with *Glomospira articulosa* Ho and *Aeolisaccus duninngtoni* Elliott (Plate, I, figs 4 and 5) encountered in the transitional series (thin-bedded platy dolomicrites and dolomites with interbedded thin layers of biopelmicritic limestones); 2, an Anisian assemblage with *Citaella dinarica* (Kochansky-Devide & Pantic), *Glomospira densa* (Pantic), *Aeolisaccus duninngtoni* Elliott and *A. tintinniformis* Misik (Plate I, figs 1, 3,4 and 6) encountered in the dolomitic series (dolomicrites and massive dolomites). In the latter series, at certain levels Stromatolithic structures of LLH type (Logan, Rezak & Ginsburg) are to be found as well (Plate I, fig. 2).

In the *Piatra Pînţăreni area* (Bicaz Chei) an assemblage with *Glomospira simplex* Ho, *Glomospirella shengi* Ho, *G. irregularis* (Moeller) and *Aeolisaccus duninngtoni* Elliott, encompassing the whole Campilian — "Hydaspian" — Pelsonian interval was encountered in grey-yellowish limestones.

In the area of the *Postăvarul Massif*, a series of reefal limestones about 100 m thick are developed at *Dealul Melcilor* — Braşov. To the fauna and microflora recorded by E. Jekelius (1936) and O. Kühn (1936) the authors of the present paper add *Dictyocoelia manon* (Münster), *Colospongia catenulata* Ott, *Lamellitubus carpathicus* nov sp., *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Gymnocodiaceae* and *Cayeuxia* sp. (Pl. V, figs 28—34). According to their data and to the critical review of the stratigraphic range of the fauna and microflora quoted by the above mentioned authors, the authors of the present paper assign the limestones developing in this locality to a larger interval, namely Ladinian — Lower Carnian, in opposition with the previous outlooks involving an Upper Ladinian — Carnian or only an Upper Ladinian age for these ones.

North Dobrogea. In the Tulcea Zone the algal-biolithites developing west of *Dunavăţu de Sus* yielded an assemblage with *Physoporella pauciforata* (Gümbel), *Ph. pauciforata* var. *sulcata* Bystricky, *Ph. praealpina* Pia, *Ph. minutula* (Gümbel), *Oligoporella pilosa* Pia, *O. pilosa* var. *intusannulata* Pia, *Oligoporella* nov. sp., *Diplopora hexaster* (Pia), *Macroporella alpina* Pia and *Neoendothyra reicheli* Reitlinger (Plates II — IV, VI). This assemblage is indicative for the Pelsonian — Lower Illyrian interval, because of the development of the *Oligoporella — Physoporella* genera grouping. The particular frequency of *Macroporella alpina* Pia is to be noticed.

BIBLIOGRAFIE

ATANASIU I. (1929), *Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului (judeţul Neamţ)*, An. Inst. geol. Rom., **XIII**, 165—511.

GRASU C. (1970), *Contribuţii la cunoaşterea triasicului din sinclinalul Hăghimaş*, Lucr. Staţ. cerc. biol., geol., geogr. „Stejarul", p. 13—25, Piatra Neamţ.

HURKA H. (1969), *Umbildungstendenzen der Astformen in Physoporella — Oligoporella Populationen (Dasycladaceae) aus den Anis der Pragser Dolomiten (Italien)*, N. Jb. Geol. Paläont., **2**, 104—120, Stuttgart.

JEKELIUS E. (1936), *Der Weiße Triaskalk von Braşov*, An. Inst. geol. Rom., **XVII** (1932), 1—106.

KÜHN O. (1936), *Die Anthozoen, Hydrozoen, Tabulaten und Bryozoen der Trias von Braşov*, An. Inst. geol. Rom., **XVII** (1932), 109—132.

OTT E. (1968), *Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug*, Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **8**, 263—290, München.

— (1972), *Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpinen Trias*, Mitt. Ges. Geol. Bergbast, **21**, 455—464, Innsbruck.

PATRULIUS D. (1970), *Inventar sumar al algelor Dasycladaceae triasice din Carpaţii Româneşti*, D. S. Inst. geol., **LV** (1967—1968), *3*, Paleont., 187—200, Bucureşti.

PATRULIUS D., BLEAHU M., POPESCU ILEANA, BORDEA S. (1971), *Guidebook to Excursions of the IInd Triassic Colloquium Carpatho-Balkan Association*, Geol. Inst., Guidebook to excursion nr. 8, 85 p., Bucharest.

POPA E., DRAGASTAN O. (1973), *Alge şi foraminifere triasice (anisian—ladinian) din estul Pădurii Craiului (Munţii Apuseni)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **18**, *2*, 425—442.

Primit în redacţie la 18 octombrie 1974

Universitatea Bucureşti
Catedra de geologie-paleontologie

ELEMENTE PALEONTOLOGICE NOI ÎN FAUNA ETAJULUI DACIAN DIN BAZINUL DACIC

DE

I. PAPAIANOPOL

În depozitele pliocene din Bazinul Dacic şi în mod deosebit în cele ale etajului dacian, sînt deosebit de frecvente, la diferite nivele stratigrafice, cardiacee de talie în general mică, cu o formă a valvelor destul de variată, care au pe suprafaţa externă un număr destul de mare de coaste, plane în marea lor majoritate. În mod aproape constant exemplarele din depozitele daciene au fost considerate ca aparţinînd genului *Prosodacna*, fiind determinate fie ca *Prosodacna* (*Stylodacna*) *rumana*, fie ca *Prosodacna* (*Prosodacna*) *rumana*.

Dacă comparăm însă formele identice sau apropiate de *Limnocardium Rumanum* Fontannes cu *Cardium macrodon* Deshayes (tipul genului *Prosodacna* Tournouër) şi cu speciile care se grupează în jurul acestuia se poate constata cu uşurinţă că primele se apropie de prosodacnele veritabile numai prin caracterele coastelor externe, care sînt în marea lor majoritate îngropate, plane şi netede, deosebindu-se însă de acestea prin forma, gradul de dezvoltare, înrulare şi deplasare a umbonelui, dar în principal prin şarnieră (ne referim la forma, numărul, gradul de dezvoltare şi poziţia dinţilor).

Din acest motiv considerăm că este util ca formele de tipul *Limnocardium Rumanum* Fontannes să fie grupate într-un gen de sine stătător — *Dacicardium* — pentru care indicăm ca tip specia *Limnocardium Rumanum* Fontannes.

Clasa **BIVALVIA**

Ordinul **HETERODONTA**

Suprafamilia ***CARDIACEA***

Familia **CARDIIDAE** Lamarck, 1819

Subfamilia **LIMNOCARDIINAE** Stoliczka, 1871

Genul **Dacicardium** gen. nov.

Tipul genului: Limnocardium Rumanum Fontannes, 1886

Diagnoza genului: Valve de talie mică şi mijlocie, cu contur rotunjit, oval rotunjit, oval sau chiar eliptic, mai slab sau mai puternic inechilaterale,

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, NR. 2, P. 255–264, BUCUREŞTI, 1975

cu umbonele de obicei mic, mai mult su mai puţin reliefat deasupra marginei cardinale, totdeauna costat şi carenat. Cîmpul anterior al suprafeţei externe este prevăzut cu coaste destul de numeroase, plane în marea lor majoritate. Primele coaste pot fi uneori slab convexe. Ultimele coaste ale cîmpului anterior sînt mai proeminente şi uneori chiar carenate. Cîmpul posterior lis sau costulat. Şarniera valvei drepte este constituită din unul-doi dinţi cardinali, unul-doi dinţi laterali anteriori şi un dinte lateral posterior. Pe valva stîngă şarniera este formată dintr-un dinte cardinal, un dinte lateral anterior şi un dinte lateral posterior. Pe valva stîngă lateralul posterior poate fi uneori mai slab dezvoltat, caz în care apare ca o îngroşare a platoului cardinal. Suprafaţa internă costată. Linia mantalei întreagă.

Componenţa genului : Materialul studiat pînă în prezent ne permite să atribuim acestui gen speciile : *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Dacicardium dacianum* (Papaianopol), *Dacicardium valahicus* Papaianopol sp. nov. Unele specii din Bazinul Euxinic, atribuite genului *Prosodacna*, cum sînt *Prosodacna* (*Prosodacna*) *kitenica* Ebersin şi *P.* (*P.*) *ebersini* Semenenko şi care se deosebesc net de *Cardium macrodon* Deshayes, pot fi de asemenea înglobate în genul *Dacicardium*.

Diagnose du genre : Valves de dimensions petites ou moyennes, de forme arrondie, ovale-arrondie ou ovale, inéquilatérales. Crochet assez petit, plus ou moins saillant sur le bord cardinal, toujours costulé et parfois caréné. Le champ antérieur de la surface externe est pourvu de nombreuses côtes planes, dont les premières sont très faiblement convexes. Les dernières côtes du champ antérieur sont plus saillantes et parfois carénées. Le champ postérieur sans côtes ou avec costules. La charnière de la valve droite contient une ou deux dents cardinales, une ou deux dents latérales antérieures et une dent latérale postérieure. A la valve gauche on remarque une dent cardinale, une dent latérale antérieure et une dent latérale postérieure. Parfois, la dent latérale postérieure de la valve gauche est plus réduite, apparaissant comme un épaississement du plateau cardinal. La surface interne est costulée. Ligne palléale entière.

Dacicardium rumanum (Fontannes)

pl. I, fig. 1 —4

1886 *Limnocardium Rumanum*; Fontannes, p. 38, pl. II, fig. 18—22.
1896 *Prosodacna rumana*; Sabba Ştefănescu, p. 61, pl. VI, fig. 1, 3, 4 non fig. 2.
1942 *Prosodacna* (*Stylodacna*) *rumana*; Wenz, p. 126, pl. 64, fig. 680, 681, 684, 685 non fig. 682, 683.

Scurtă descriere: Valve de dimensiuni mici, cu contur oval-rotunjit, inechilaterale, cu umbonele destul de mic şi de puţin reliefat deasupra marginii cardinale, costat şi carenat. Costaţia cîmpului anterior este caracteristică. Se găsesc aici între 15 şi 19 coaste, plane în marea lor majoritate. Primele 3—4 coaste pot fi uşor convexe. Ultimele două coaste ale acestui cîmp sînt mai proeminente şi mai late, carenate în jumătatea lor superioară, separate fiind de un spaţiu intercostal bine marcat. Celelalte spaţii

intercostale sînt filiforme. Şarniera valvei drepte este constituită dintr-un dinte cardinal, un dinte lateral anterior linguiform şi un dinte lateral posterior alungit. În mod destul de frecvent se constată existenţa unui rudiment al dintelui cardinal anterior. Pe valva stîngă se observă un dinte cardinal, unul lateral anterior şi unul lateral posterior. Lateralul posterior de pe valva stîngă este uneori slab dezvoltat, caz în care apare sub forma unei îngroşări situată către partea terminală a platoului cardinal. Cîmpul posterior are 3—5 costule. Suprafaţa internă costată. Linia mantalei întreagă.

Observaţii : Această specie este întîlnită atît în depozitele dacianului inferior (geţian), cît şi în cele ale dacianului superior (parscovian). În dacianul superior apar alături de forme identice cu tipul lui F o n t a n n e s şi exemplare cu aceleaşi caractere ale costaţiei care se deosebesc prin valvele mult mai groase şi slab inechilaterale, cu contur aproape rotunjit, dar mai ales prin zona umbonală mai puternic reliefată, care capătă un aspect oarecum „prosodacniform". Aceste exemplare au fost considerate anterior de noi ca aparţinînd tot speciei lui F o n t a n n e s (I. P a p a i a n o p o l, 1971, pl. III, fig. 2—3). Cercetările ulterioare, care vor trebui efectuate pe un număr mult mai mare de exemplare, vor arăta dacă acestea reprezintă simple morfe ale speciei lui F o n t a n n e s sau o altă formă.

Dacicardium dacianum (Papaianopol)

pl. I, fig. 5—6

1971 *Prosodacna* (*Prosodacna*) *daciana*; Papaianopol, p. 543, pl. I, fig. 1—3; pl. II, fig. 1—3; pl. III, fig. 1.

Observaţii : În descrierea mult mai detaliată a acestei specii pe care am făcut-o anterior (I. P a p a i a n o p o l, 1971, pag. 542) indicam existenţa pe cîmpul posterior a 1—3 costule. Observaţiile efectuate ulterior pe un număr mai mare de exemplare ne-au arătat posibilitatea ca numărul acestora să ajungă pînă la 5. Această specie se deosebeşte de *Dacicardium rumanum* (Fontannes) prin alungirea valvelor în direcţia axului anteroposterior, prin numărul mai mare de coaste al suprafeţei externe, prin umbonele aplatizat, ca şi prin lipsa unui carenaj atît de accentuat al acestuia.

Dacicardium valahicus Papaianopol sp. nov.

pl. II, fig. 1—4

1942 *Prosodacna* (*Stylodacna*) *rumana*; Wenz., pl. 64, fig. 682, 683.

Holotip: Nr. 10 872, pl. II, fig. 1, colecţia Institutului de geologie şi geofizică, Bucureşti.

Derivatio nominis: De la Valahia.

Locus tipicus : Dealul Vîrful Coastei, sud de comuna Călugăreni, judeţul Prahova.

Stratum tipicum : Orizontul nisipurilor grezoase de culoare roşietică cu *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cob., *P.* (*Ps.*) *haueri vitzui* Cob., *P.* (*Ps.*) *neumayri neumayri* (Fuchs), *P.* (*Prosodacnomya*) *stenopleura* Sabba, de vîrstă dacian superioară.

Descrierea : Cochilia de talie mică cu contur oval-alungit sau eliptic rareori oval-rotunjit, destul de convexă, accentuat inechilaterală. Umbonele destul de mic, prosogir, costat şi carenat. Vîrful umbonelui este lipit de marginea cardinală.Marginea cardinală slab arcuată sau aproape dreaptă are o ramură anterioară scurtă şi dreaptă şi o ramură posterioară de asemenea dreaptă, însă mult alungită. Lungimea acesteia din urmă este de aproape două ori mai mare decît a celei anterioare. Marginea anterioară scurtă dar accentuat convexă se racordează treptat prin treceri gradate cu marginile adiacente. Cea inferioară uşor arcuată se uneşte treptat cu marginea posterioară, aceasta din urmă fiind scurtă şi aproape dreaptă. Între marginea posterioară şi ramura posterioară a marginii cardinale există fie o trecere rotunjită, fie un unghi obtuz larg şi rotunjit.

Cîmpul anterior al suprafeţei externe este prevăzut cu 15—19 coaste, plane în marea lor majoritate. Atît coasta care coboară de la umbone în unghiul infero-posterior al valvelor, cît şi cea de pe cîmpul anterior alăturată acesteia sînt carenate şi asimetrice. Carena este foarte bine dezvoltată în jumătatea superioară a acestora, dar poate fi urmărită de obicei pînă la marginea inferioară a valvelor. Această carenă împarte coastele menţionate (care sînt separate de un spaţiu intercostal clar marcat) în două sectoare inegale : unul posterior mai îngust şi altul anterior mai lat şi cu o înclinare mai mică. Restul coastelor cîmpului anterior sînt cu totul plane, cu excepţia primelor patru coaste anterioare care la exemplarele bine păstrate sînt foarte slab convexe. Coastele cîmpului anterior sînt strîns alăturate una de alta formînd o suprafaţă aproape continuă. Spaţiile care le separă sînt extrem de înguste, filiforme. Cîmpul posterior este de asemenea costat, găsindu-se aici 3—4 costule înguste şi plane, separate de spaţii intercostale liniare. Pe suprafaţa externă a valvelor se mai observă numeroase striuri de creştere.

Şarniera valvei drepte este constituită din unul-doi dinţi cardinali, doi dinţi laterali anteriori şi un dinte lateral posterior. Dintele cardinal posterior bine dezvoltat, rotunjit şi ascuţit este plasat puţin în urma vîrfului umbonelui. În faţa sa se situează o fosetă cardinală destul de profundă. La unele exemplare se remarcă existenţa rudimentului dintelui cardinal anterior, care apare sub forma unei mici îngroşări, situată în partea anterioară şi superioară a fosetei cardinale. Lateralul anterior inferior are o formă lingual şi este ascuţit la partea sa superioară. Deasupra acestuia se găseşte o fosetă alungită şi destul de adîncă. Dintele lateral anterior superior apare sub forma unei lame subţiri. Lateralul posterior foarte bine dezvoltat, lamelar, delimitat la partea superioară de o fosetă alungită. Şarniera valvei stîngi este formată dintr-un cardinal încadrat de două fosete, un dinte lateral anterior şi un dinte lateral posterior destul de alungit.

Suprafaţa internă costată. „Coastele" interne, în număr de 15—17 foarte bine dezvoltate, sînt prevăzute cu un şanţ median şi au la marginea inferioară a valvelor o terminaţie în formă de lance. Dintre „coastele" interne, ultimele 3—5 posterioare se ridică mult în sus, putînd ajunge chiar

în zona cavității subumbonale. Celelalte nu depășesc de obicei linia care unește impresiunile musculare. Impresiunea mușchiului anterior, de formă rotunjită, este destul de profundă. Cea a mușchiului posterior, de asemenea rotunjită, este ceva mai superficială. Linia mantalei întreagă.

Dimensiuni (în mm) și raporturi :			raporturi	
lungimea (l)	înălțimea (h)	convexitatea (c)	h/l	c/h
18,2	14,4	6,2	0,79	0,43
19,1	14,1	6,8	0,72	0,48
19,3	14,7	6,5	0,76	0,44
16,4	12,0	5,4	0,73	0,45
16,0	11,8	5,1	0,73	0,43

Diagnose : Valves de dimensions petites, convexes, inéquilatérales, avec contour ovale ou elliptique. Crochet assez petit, costulé et caréné. Le champ antérieur externe comporte 15—19 côtes planes, à l'exception des 4 premières côtes antérieures, qui sont très faiblement convexes. Les deux dernières côtes du champ antérieur sont plus saillantes, carénées et asymétriques. Les côtes du champ antérieur sont séparées par des espaces linéaires. Sur le champ postérieur se trouvent 2—3 costules planes.

La charnière de la valve droite présente une ou deux dents cardinales (la dent cardinale antérieure est rudimentaire), deux dents latérales antérieures et une dent latérale postérieure. La valve gauche a une dent cardinale, une dent latérale antérieure et une dent latérale postérieure. La ligne palléale entière.

Comparații : Prin caracterul coastelor și numărul acestora specia descrisă se apropie de *Dacicardium rumanum* (Font.) de care se deosebește prin valvele mult mai alungite și, ca o consecință a acestui fapt, prin inechilateralitatea mai accentuată a acestora, prin marginea cardinală slab arcuată sau aproape dreaptă, ca și prin prezența constantă a dintelui lateral anterior superior pe valva dreaptă. Valve aproape identice cu ale speciei descrise au fost figurate de W. W e n z (1942, pl. 64, fig. 682—683) după un material din colecția lui T h . F u c h s , provenit de la Boteni. La acestea aproape toate coastele interne se ridică mult în sus către zona cavității subumbonale. Dacă locul proveniență este exact înseamnă că această specie poate să se găsească și în depozite subjacente celor ale dacianului superior.

Genul **P r o s o d a c n a** Tournouër, 1882

Subgenul ***Prosodacna*** Tournouër, 1882

Specia tip **Cardium macrodon** Deshayes, 1838

Prosodacna (Prosodacna) convexa Papaianopol sp. nov.

pl. II, fig. 5—8

Holotip: Nr. 10874, pl. II fig. 5, Colecția Institutului de geologie și geofizică, București.

Derivatio nominis : După convexitatea accentuată a valvelor.

Locus tipicus : Dealul Belciu Mare (2 km sud-vest de comuna Călugăreni, jud. Prahova).

Stratum tipicum : Orizontul nisipurilor fine de culoare cenuşie-gălbuie cu *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cobălcescu, *P.* (*Ps.*) *neumayri neumayri* (Fuchs), *Dacicardium dacianum* (Papaianopol), *Limnodacna rumana* Papaianopol et I. Motaş, *Horiodacna rumana* Sabba de vîrstă dacian superioară.

Descrierea : Valvele de talie mică, cu contur rotunjit sau oval-rotunjit, sînt inechilaterale, destul de groase şi puternic convexe. Umbonele destul de mare şi proeminent, costat dar necarenat, are vîrful răsucit anterior. Marginea cardinală sinuoasă. Ramura sa anterioară este dreaptă sau uşor concavă, în timp ce ramura posterioară este accentuat curbată. Marginea anterioară scurtă şi puternic convexă se racordează treptat cu marginea inferioară, aceasta din urmă fiind fie aproape dreaptă, fie arcuată (arcuată la valvele cu contur rotunjit, aproape dreaptă la cele cu contur oval-rotunjit). Între ramura anterioară a marginii cardinale şi marginea anterioară se remarcă fie o trecere gradată, fie, în cazuri mai rare, formarea unui unghi larg şi rotunjit. Marginea posterioară scurtă, slab arcuată sau aproape dreaptă, se uneşte treptat cu marginile adiacente. Cîmpul anterior larg şi convex al suprafeţei externe este acoperită de 23—27 de coaste netede şi plane, separate de spaţii intercostale liniare. Coastele sînt foarte strîns dispuse, formînd în acest fel o suprafaţă aproape continuă. La valvele foarte bine conservate se remarcă o convexitate foarte redusă la partea inferioară a primelor 4—5 coaste de pe cîmpul anterior. Cîmpul posterior este în mod obişnuit lis. Numai la formele bine păstrate se remarcă existenţa a 3—5 costule, dezvoltate de obicei în partea superioară a cîmpului posterior.

Şarniera valvei drepte este constituită din doi dinţi laterali anteriori (lateralul anterior inferior foarte bine dezvoltat, de formă triunghiulară, este separat printr-o fosetă adîncă de lateralul anterior superior mult mai redus ca dimensiuni, dar întotdeauna prezent) şi un dinte lateral posterior destul de scurt, ce are la partea superioară o fosetă puţin adîcă. În afară de acestea se remarcă pe valva dreaptă în cele mai frecvente cazuri şi existenţa unui rudiment al dintelui cardinal, care apare sub forma unei îngroşări subţiri dispusă paralel sau aproape paralel faţă de marginile platoului cardinal. Şarniera valvei stîngi conţine un dinte lateral anterior destul de masiv şi un lateral posterior scurt, care apare deseori numai sub forma unei îngroşări situată către partea terminală a platoului cardinal. Uneori se constată sub umbone existenţa unei mici îngroşări, care poate să corespundă unui rudiment al dintelui cardinal. Pe ambele valve existenţa dinţilor cardinali a putut fi remarcată numai la exemplarele foarte bine conservate şi nu a mai putut fi sesizată la cele care au suferit influenţa fenomenelor de transport sau de coroziune. Suprafaţa internă are numeroase „coaste" interne (între 22 şi 25) plane şi prevăzute cu un şanţ median ce apare numai la partea inferioară a acestora. Spaţiile ce separă „coastele" interne sînt liniare. Primele 8—10 dintre „coastele" interne se opresc la linia mantalei, în timp ce celelalte se ridică din ce în ce mai mult, depăşind chiar linia care uneşte impresiunile musculare. Impresiunile musculare

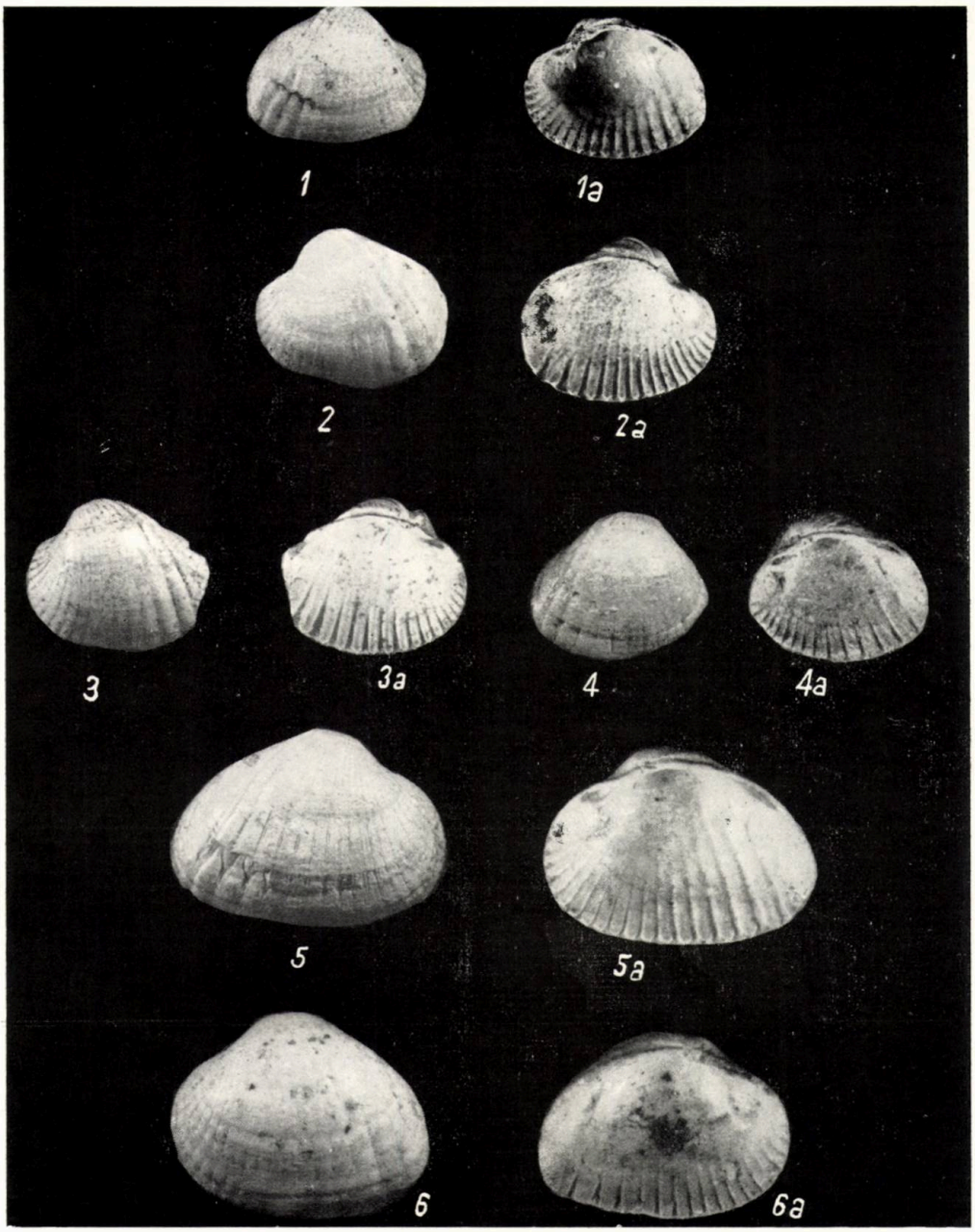


Fig.1 — 2. — *Dacicardium rumanum* (Fontannes)) (× 1,5), colecția E. Jekelius, Sceiuri (jud. Gorj), dacian inferior (getian).

Fig. 3 — 4. — *Dacicardium rumanum* (Fontannes) (× 1,5), fig. 3, valea Ceptura ; fig. 4, valea Budurcasca, dealul Belciu Mare (jud. Prahova), dacian superior (parscovian).

Fig. 5 — 6. — *Dacicardium dacianum* (Papaianopol) (× 1,5), fig. 5, valea Budureasca, dealul Belciu Mare ; fig. 6, valea Scheii (jud. Prahova), dacian superior (parscovian).

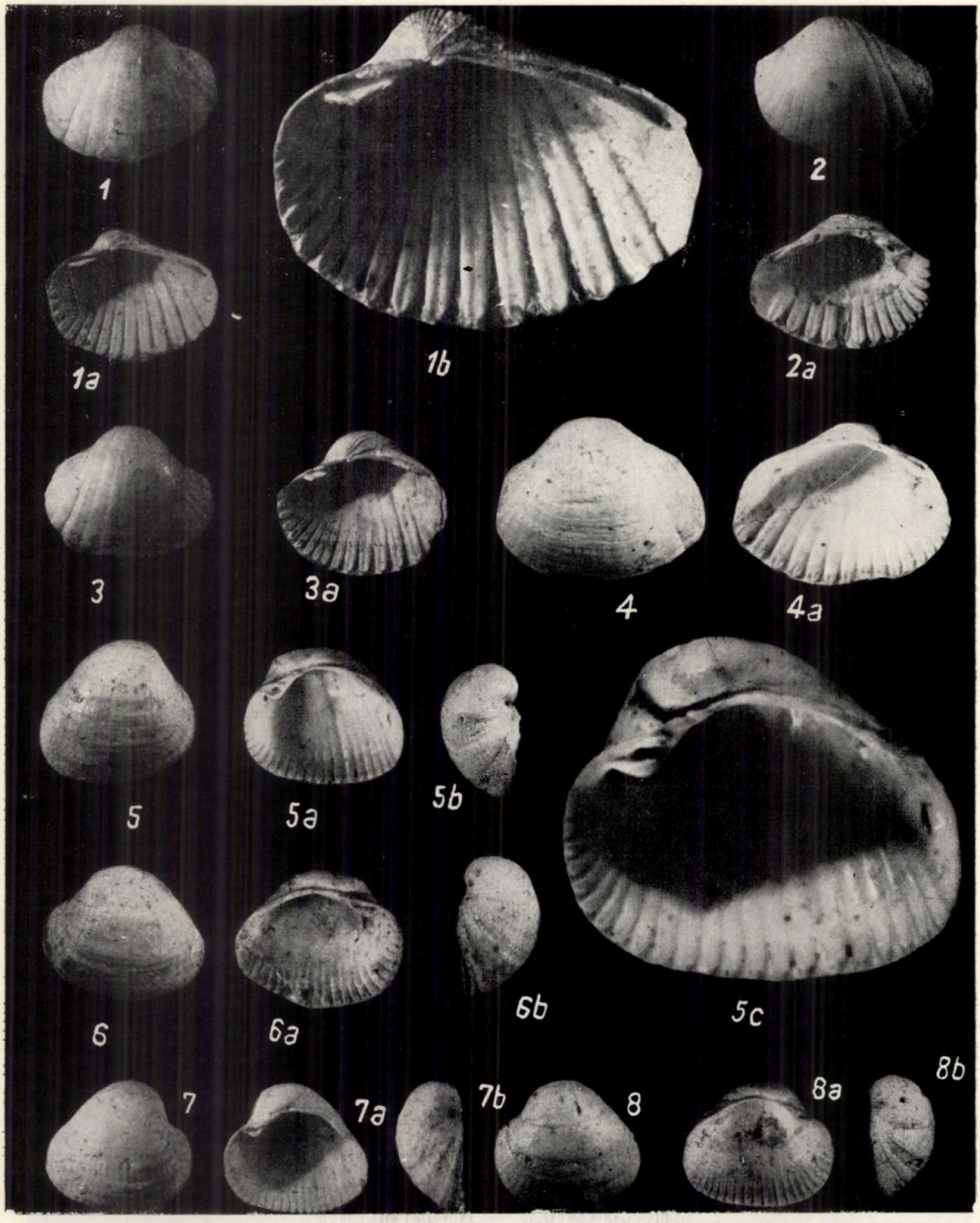


Fig. 1. — *Dacicardium valahicus* sp. nov. (fig. 1, 1 a × 1, 2; fig. 1 b × 3), holotip, dealul Vîrful Coastei (jud. Prahova), dacian superior (parscovian).

Fig. 2 — 4. — *Dacicardium valahicus* sp. nov (fig. 2, 3 × 1, 2; fig. 4 × 1,5), fig. 2, dealul Vîrful Coastei; fig. 3, 4, valea Budureasca, dealul Belciu Mare (jud. Prahova), dacian superior (parscovian).

Fig. 5. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *convexa* sp. nov. (fig. 5, 5a, 5b × 1; fig. 5c × 2,5), holotip, valea Budureasca, dealul Belciu Mare (jud. Prahova), dacian superior (parscovian).

Fig. 6 — 8. — *Prosodacna* (*Prosodacna*) *convexa* sp. nov. (× 1), fig. 6, 7, valea Budureasca, dealul Belciu Mare; fig. 8, valea Scheii (jud. Prahova), dacian superior (parscovian).

inegale. Cea anterioară de formă rotunjită este mai adîncă decît cea posterioară, aceasta din urmă fiind ovală şi mult mai superficială. Linia mantalei întreagă, slab marcată.

Dimensiuni (în mm) şi raporturi :			raporturi	
lungimea (l)	înălţimea (h)	convexitatea (c)	h/l	c/h
22,0	19,6	10,1	0,89	0,51
22,1	19,5	9,7	0,88	0,49
20,1	17,4	8,7	0,86	0,50
22,3	19,7	9,8	0,88	0,49
22,7	19,3	9,8	0,85	0,50

Diagnose: Valves de dimensions petites, fortement convexes, inéquilatérales, arrondies ou ovales-arrondies. Crochet grand, saillant sur le bord cardinal, déplacé vers la partie antérieure. Le champ antérieur externe comporte 23—27 côtes planes, séparées par des espaces très étroits linéaires. Champ postérieur lisse, ou avec 3—5 costules fines. La charnière de la valve droite à deux dents latérales antérieures et une dent latérale postérieure. Parfois on remarque l'existence du rudiment de la dent cardinale. A la valve gauche il y a une dent latérale antérieure, une dent latérale postérieure très courte et parfois aussi un rudiment très faible de la dent cardinale. Sur la surface interne il y a 22—25 « côtes » internes. La ligne palléale entière.

Comparaţii şi observaţii: Prin conturul valvelor, prin forma, poziţia şi gradul dezvoltării umbonelui, ca şi prin structura şarnierei, specia descrisă seamănă cu *P. (P.) semisulcata semisulcata* (Rous.), deosebindu-se de aceasta prin dimensiunile mult mai mici, ca şi prin numărul mai redus al coastelor cîmpului anterior (între 25 şi 30 la specia lui Rousseau). Iniţial, o unică valvă dreaptă cu zona centrală a platoului cardinal distrusă, recoltată din depozitele dacianului superior de pe valea Budurească, a fost determinată anterior de noi ca *Prosodacna cucestiensis* (I. Papaianopol, 1971; I. C. Motaş, I. Papaianopol, 1972). Determinarea a fost făcută ţinîndu-se cont numai de caracterele costaţiei interne şi de forma umbonelui. Materialul mult mai bogat recoltat ulterior ne-a permis studierea caracterelor şarnierei ambelor valve şi ne-a condus la concluzia că este vorba de o specie diferită de cea a lui Fontannes. A existat pînă de curînd tendinţa de a îngloba cardiaceele cu coastele netede în subgenul *Stylodacna*, adică aşa cum a procedat W. Wenz (1942). Această tendinţă ni se pare nejustificată, deoarece, fără a minimaliza importanţa trăsăturilor particulare ale costaţiei, considerăm că structura şarnierei este elementul definitoriu care permite încadrarea cardiaceelor fosile pliocene într-unul sau altul dintre unităţile taxonomice. Prin constituţia cu totul aparte a şarnierei, genul *Stylodacna* Sabba se individualizează în mod clar ca un gen independent şi are ca formă tip specia *Psilodon Heberti* Cobălcescu. Aplicarea în continuare a nomenclaturii utilizate de W. Wenz (preluată într-o oarecare măsură de la Teisseyre) nu poate să ducă decît la înglobarea într-un singur grup a unor forme net deosebite atît ca structură a şarnierei, cît şi ca origine.

În ceea ce priveşte valva stîngă figurată de F. Fontannes (1886) după care a fost descrisă specia *Limnocardium Cucestiense* este posibil ca aceasta să aparţină (ţinînd cont de gradul dezvoltării şi răsucirii

umbonelui, precum şi de structura şarnierei) unei forme de tipul *Prosodacna orientalis* Sabba.

Numai studierea materialului paleontologic provenit de la Cucești şi în special observaţiile efectuate asupra caracterelor şarnierei valvei drepte vor putea preciza apartenenţa reală a speciei *Limnocardium Cucestiense* Fontannes.

НОВЫЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ФАУНЕ ДАКИЙСКОГО ЯРУСА ИЗ ДАКИЙСКОГО БАССЕЙНА

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

В дакийских отложениях Дакийского бассейна встречаются очень часто кардииды мелких и средних размеров, которые имеют на наружной поверхности плоские ребра. Только передние и задние ребра переднего поля могут быть выпуклые. Эти формы были приписанны роду *Prosodacna*, но они отличаются от типа рода *Prosodacna*, *Cardium macrodon* Deshayes.

Как известно, типичные просодакны имеют макушку всегда большую и отчетливо развитую, смещенную вперёд с завернутым носиком. Что касается замочного аппарата, характерная черта является развитие передних боковых зубов, редукции кардинальных и часто задних боковых зубов, а также положение зубов параллельно замочному краю.

Изучение форм группирующихся вокруг *Limocardium Rumanum Fontannes*, показало что они отличаются от типа рода *Prosodacna*, (*Cardium macrodon* Deshayes) положением и развитием макушки и строением замочного аппарата.

По этой причине, эти формы были объединеные в новый род *Dacicardium* gen. nov.

Род **Dacicardium** gen. nov.

Тип рода: **Limnocardium Rumanum** Fontannes, 1886

Диагноз рода: Раковина небольшая, реже средней величины, округлая, овально-округлая или овальная, более или менее неравностронняя. Макушки обычно небольшие, более или менее выступающие над замочным краем, ребристые и иногда кильеватые. Переднее поле наружной поверхности покрыто плоскими ребрами. Самые передние ребра переднего поля могут быть маловыпуклые. Последние ребра переднего поля более выпуклые и иногда кильеватые. Заднее поле гладкое или с плоских ребрышек. Замок правой створки состоит из одного-двух кардинальных зубов, одного-двух передних зубов и одного заднего бокового зуба. На левой створке три зуба: кардинальный и два боковых (передний и задний). Иногда задний боковой зуб левой створки редуцированн. Внутренняя поверхность ребристая. Мантийная линия цельная.

Состав рода:
Dacicardium rumanum (Fontannes), *Dacicardium dacianum* (Papaianopol), *Dacicardium valahicus* Papaianopol nov. sp. и возможно *Prosodacna* (*Prosodacna*) *kitenica* Ebersin и, *P.* (*P.*)*ebersini* Semenenko.

Dacicardium valahicus sp. nov.

Краткое описание. Раковина небольшая, неравносторонная, довольно выпуклая, овальная и даже эллиптическая, с небольшой ребристой и кильеватой макушкой. На переднем поле насчитываем от 15 до 19 ребер, развитых неодинаково. Самые передние четыре ребра переднего поля очень маловыпуклые. Последние два ребра переднего поля более выпуклые, кильеватые и даже асимметричные. На хорошо сохранившихся экземплярах видно что киль доходит до нижнего края створок. Остальные ребра переднего поля совсем плоские и разделенные очень узкими линейными межрёберными промежутками. На заднем поле наблюдаются обычно 2—3 тонких ребрышка.

Замочный аппарат правой створки представлен 4—5 зубами: 1—2 кардинальных, два передне-боковые и один задний боковой. Передний кардинальный зуб, когда появляется — рудиментарный и точковидный. Замок левой створки состоит из трех зубов: одного кардинального и одиночных, переднего и заднего боковых зубов.

Внутренняя поверхность явственно ребристая. ,,Внутрение'' ребра числом 15—17, имеют посередине желобок. Мантийная линия цельная.

Этот вид был найден в верхнедакийских отложениях Мунтении (Парсковский подъярус) в ассоциации с *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cobălcescu, *P.* (*Ps.*) *haueri vitzui* Cobălcescu, *P.*(*Ps.*) *neumayri neumayri* (Fuchs), *P.* (*Prosodacnomya*) *stenopleura* Sabba, *Viviparus rumanus* Tournouër. Возможно что этот вид находится и в нижнедакийских отложениях (гетский подъярус).

Prosodacna (Prosodacna) convexa sp. nov.

Краткое описание. Раковина небольшая, сильно выпуклая, неравносторонняя, округлая или овально-округлая. Макушка довольно большая, с носиком завернутым вперед, округленная, нежноребристая, но не кильеватая. Широкое и выпуклое переднее поле покрыто 23—27 ребрами, плоскими и гладкими, разделенными линейными промежутками. На хорошо сохранившихся экземплярах видно что лишь 4—5 самых первых ребер переднего поля очень маловыпуклые. На заднем узком и гладком поле можно изредка видеть 3—5 тоненьких ребрышек.

Замок правой створки состоит из хорошо развитых передних боковых зубов и одного заднего умеренно длиного бокового зуба. Нижний передний боковой зуб, развит сильнее чем верхний и отделен от него глубокой ямкой. На очень хорошо сохранившихся экземлярах наблюдается на правой створке, рудимент кардинального зуба, который имеет вид крохотного продольного возвышения. Часто этот зубик редуцирован полностью и совсем не наблюдается. Замочный аппарат левой створки

состоит из одного переднего и одного заднего боковых зубов. Задний боковой зуб рудиментарный и представлен обычно в виде небольшого продольного утолщения на задней ветви замочного края. Очень редко, видно на левой створке и крохотный рудимент кардинального зуба.

Внутренняя поверхность ребристая, число ,,внутренних'' ребер от 22 до 25. Мантийная линия цельная и обычно едва различимая.

Этот вид был найден в верхнедакийских отложениях вместе с *Prosodacna* (*Psilodon*) *haueri haueri* Cobălcescu, *P.* (*Ps.*) *neumayri neumayri* (Fuchs), *Limnodacna rumana* Papaianopol et I. Motaş, *Horiodacna rumana* Sabba.

BIBLIOGRAFIE

Ahvlediani E. G. (1972), *Filogheneticeskaia sistematika solonovatovodnîh kardiid cernomorskogo plioţena*, Avtoreferat, Tbilisi.

Andrusov N. I. (1903), *Solonovatovodnîe kardiidi*, Ceasti I, Izbranîe trudî, **III**, Moscova, 1964.

Eberzin A. G. (1959), *Solonovatovodnîe kardiidî plioţena S.S.S.R.*, Ceasti III (*Prosodacna, Prionopleura, Pachydacna*), Tr. Paleont. Inst., **LXXIV**, Moscova.

Fontannes F. (1886), *Contribution à la faune malacologique des terrains néogènes de la Roumanie*, Arch. du Muséum d'Histoire Naturelle de Lyon, **IV**, Lyon.

Gillet Suzette (1943), *Les Limnocardiidés des couches à Congéries de Roumanie*, Mem. Inst. geol., **IV**, Bucureşti.

Papaianopol I. (1971), *O nouă specie de Prosodacna în dacianul superior din estul Munteniei*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **16**, *2*, Bucureşti.

Motaş I. C., Papaianopol I. (1972), *Biostratigrafia succesiunii meoţian-pleistocen dintre Călugăreni şi Vadu Săpat (jud. Prahova)*, D. S. Inst. geol., **LVIII**, *4*, Bucureşti.

Semenenko V. N. (1965), *Novîi vid Prosodacna iz nijnekimeritskih otlojenii severnogo Priazovia*, Pal. Sbor., **2**, Lvov.

Ştefănescu Sabba (1896), *Études sur les terrains tertiaires de la Roumanie*, Mém. Soc. Géol. France, Paléont, **15**, Paris.

Wenz W. (1942), *Die Mollusken des Pliozäns der Rumänischen Erdöl-Gebiete*, Senckenbergiana, Frankfurt a Main.

Primit în redacţie la 8 decembrie 1973 *Institutul de geologie şi geofizică*

TEXTURI SEDIMENTARE ȘI DIRECȚII DE PALEOCURENȚI ÎN DEPOZITELE FLIȘULUI CRETACIC DIN BAZINUL MIJLOCIU AL VĂII DOFTANA

DE

ALINA POPOVICI

Perimetrul studiat este situat în bazinul mijlociu al văii Doftana (fig. 1), între comunele Teșila și Brebu.

Cele aproximativ 200 de măsurători ale paleocurenților au fost efectuate numai în depozitele flișului cretacic, și anume (fig. 1):

1. În depozitele digitației de Bobu (unitatea vest-internă), care comportă un fliș ritmic, grezos-marnos, normal — stratele de Mogoș, de vîrstă apțian-albiană — și intercalații lenticulare de fliș grezos-conglomeratic, de vîrstă albiană medie. În complexul superior, micaceu sideritic, al seriei de Bobu nu au fost efectuate măsurători de paleocurenți, acesta fiind slab deschis în perimetrul studiat.

2. În depozitele pînzei de Teleajen (unitatea est-internă), care cuprinde un fliș normal, curbicortical, de vîrstă albiană și, în partea terminală, un fliș grezos microconglomeratic, gresiile de Sita Tătaru — Cotumba, de vîrstă albian superior-vraconiană.

3. În depozitele unității de Macla (prelungirea vestică a unității șisturilor negre) cu fliș albian-senonian inferior.

În complexele de fliș, determinarea direcțiilor paleocurenților se face pe baza studiului texturilor sedimentare externe și interne ale arenitelor constituente. Direcțiile paleocurenților s-au stabilit pe teren, prin măsurătorile făcute în special asupra *flute-cast*-urilor (care dau cele mai bune indicații asupra sensului de curgere) de pe fața inferioară a gresiilor intercalate. Nu s-a neglijat nici studierea celorlalte texturi externe, fie mecanoglife de eroziune (semilunare), fie mecanoglife datorate acțiunii obiectelor (mecanoglife de dragare cu terminații, mecanoglife de ciocnire și mecanoglife de periere); sau a texturilor interne (orientarea axelor ondulațiilor texturilor convolute), care furnizează informații precise pentru determinarea direcției și sensului de transport.

I. **Texturile externe** (exoglife, N. B. V a s s o e v i c i, 1953) se referă la aspectul reliefului fețelor de strat.

În cadrul prezentului studiu s-au urmărit relațiile care există între natura, frecvența, densitatea și orientarea hieroglifelor și alcătuirea litologică a flișurilor cretacice cercetate. Mecanoglifele sînt mult mai frecvente decît bioglifele.

A. *Mecanoglifele primare* (sindepoziționale, *singlife*) sînt mult mai răspîndite în raport cu mecanoglifele secundare. Mecanoglifele se găsesc de obicei ca mulaje (diaglife timpurii) pe fața inferioară a stratelor (*hipoglife*, N. B. V a s s o e v i c i, 1953) și reprezintă efectul acțiunii curenților denși, cu regim de curgere turbulent.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, NR 2, P. 265–279, BUCUREȘTI, 1975

a. Mecanoglife de eroziune (*scour-casts*, Şt. Dżułyński şi J. E. Sanders, 1962). Dintre mulajele de eroziune cele mai numeroase sînt *flute-cast*-urile (= mecanoglife de scobire, J. C. Crowell, 1955), care au diferite forme şi o densitate diferită în funcţie de tipul de fliş cu care sînt asociate.

În flişul de Bobu — stratele de Mogoş — *flute-cast*-urile constituie circa 90% din mecanoglifele de eroziune şi sînt frecvent lingviforme (E. ten Haaf, 1959), uneori avînd capătul din aval îndoit (fig. 3) sau răsucit în formă de tirbuşon. *Flute-cast*-urile sînt de asemenea numeroase în flişul curbicortical, adesea avînd forme conice sau lingoide terasate (Ph. H. Kuenen, 1957). *Flute-cast*-uri simetric alungite (Şt. Dżułyński şi E. K. Walton, 1965) (fig. 9) sau bulboase (E. ten Haaf, 1959) au fost remarcate mai ales în seria de Macla şi mai puţin în flişul curbicortical.

Turboglifele linguoide sau cele conice ocupă aproape totdeauna întreaga suprafaţă inferioară a stratului (fig. 3); în schimb *flute-cast*-urile bulboase, cele alungite şi cele terasate (acestea din urmă sînt legate de existenţa în pat a sedimentelor alcătuite din lamine diferite din punct de vedere granulometric, ceea ce favorizează o eroziune diferenţiată a lor) apar izolate şi mai depărtate unele de altele; în unele cazuri fiind dispuse în şiruri paralele sau oblice în raport cu direcţia curentului (fig. 9).

Flute-cast-urile au dimensiuni normale: lungimea 2—5 cm, lăţimea 1—2 cm şi adîncimea de 0,5—2 cm; dar în orizonturile cu bancuri de gresii masive, turboglifele au dimensiuni mari: lungimea 5—10 cm, lăţimea 4—5 cm, adîncimea 2—3 cm, sau chiar gigantice, peste 50 cm lungime.

În afara turboglifelor mai apar unele urme de eroziune sub forma unor şanţuri şi creste longitudinale (*longitudinal ridges and furrows*, Şt. Dżułyński şi E. K. Walton, 1965), fiind cînd unele, cînd altele mai evidenţiate. Ele apar îndeosebi în flişul curbicortical (fig. 12). Dacă G. Y. Craig şi E. K. Walton (1962) le atribuie o origine predepoziţională, Şt. Dżułyński şi J. E. Sanders (1962) le consideră rezultatul începutului acţiunii erozive care duce la formarea mecanoglifelor canaliforme.

O categorie aparte a mecanoglifelor de eroziune o constituie urmele de eroziune exercitate de curent în jurul unor forme pozitive de relief al fundului (obiecte, îngrămădiri de mîl sau nisip). Cele mai caracteristice au o formă semilunară (*crescent-casts*, F. E. Peabody, 1947) şi sînt întîlnite îndeosebi în flişul curbicortical.

Mulajele unor aglomerări de material din spatele obstacolelor (*sand-shadows*, Şt. Dżułyński şi A. Ślączka, 1959) s-au observat mai ales în flişurile grezoase (gresiile de Sita Tătaru — Cotumba şi complexul grezos-conglomeratic al flişului de Bobu).

b. Mecanoglife de lovire (*tool-casts*) se datoresc impactului dintre diversele obiecte transportate de curenţi şi patul de sedimentare. Mecanoglifele de lovire se găsesc în număr mare în majoritatea complexelor lito-stratigrafice studiate. Dintre ele predomină net mecanoglifele de dragare (*groove-cast*-urile, R. R. Shrock, 1948), de ciocnire (*prod-cast*-urile, Şt. Dżułyński şi A. Ślączka, 1959) şi în mai mică măsură cele de ricoşare (*bounce-cast*-urile, A. Wood şi A. J. Smith, 1959). Mecanoglife de brăzdare (*chevron marks*, C. O. Dunbar şi J·

Legendă

- Sistem de curenți în seria de Macla
  - Argile de Bertea
  - Complex grezos-marnos
- Sistem de curenți în seria de Teleajen
  - Gresia de Sita Tătaru-Cotumba
  - Seria curbicorticală
- Sistem de curenți în seria de Bobu
  - Gresia de Babeș (complex grezos-conglomeratic)
  - Strate de Megoș
- Sistem de curenți în Gresia de Teșila (aptian superior)
- Sistem de curenți în Strate de Sinaia

Fig. 1. — Harta orientării mecanoglifelor de curent din depozitele flișului cretacic din bazinul mijlociu al văii Doftana.

R o d g e r s, 1957), figurile de zgîriere sau de periere (*brush-casts*, Ş t. D ż u ł y ń s k i şi A. Ś l ą c z k a, 1959), mecanoglifele de saltaţie (*skip-marks*, Ş t. D ż u ł y ń s k i, M. K s i ą ż k i e w i c z şi P h. H. K u e n e n, 1959) şi mecanoglifele de rostogolire sînt mult mai rare.

M e c a n o g l i f e l e d e d r a g a r e sînt foarte frecvente în gresiile de Sita Tătaru — Cotumba (fig. 4, 5) şi frecvente în flişul curbicortical (fig. 6) şi în seria de Macla (fig. 10). De multe ori relieful lor este fin striat, secundar, de dungi paralele cu forma (Ş t. D ż u ł y ń s k i şi A. R a d o m s k i, 1955).

Cele mai multe *groove-cast*-uri au dimensiuni reduse: 2—10 cm lungime, 1—2 cm lăţime, 0,5—2 cm adîncime. Dar se întîlnesc şi unele foarte mari, de peste 1 m lungime, 10 cm lăţime, 5—6 cm grosime, în orizontul conglomeratic al flişului de Bobu, sau în gresiile de Cotumba.

Groove-cast-urile simetrice în secţiune longitudinală nu pot indica sensul de curgere, ci numai direcţia curentului. Totuşi, în unele cazuri, s-a determinat şi sensul de curgere, cînd structurile de dragare erau prevăzute cu terminaţii (creste laterale, prezenţa obiectelor în josul curentului, fisuri tensionale — Ş t. D ż u ł y ń s k i şi J. E. S a n d e r s, 1962).

Pe lîngă xinmoglifele izolate, apar uneori şi sisteme de mecanoglife de dragare, înguste, paralele, uşor sinuoase, ce brăzdează întreaga faţă inferioară a gresiilor. Sînt o l i s t o g l i f e l e (N. B. V a s s o e v i c i, 1953) sau *slide cast*-urile (P h. H. K u e n e n şi J. S a n d e r s, 1956), care provin din zgîrierea patului de către alunecarea unei mase de granule de nisip (fig. 5).

Adesea, *groove-cast*-urile sînt asociate cu alte urme de lovire, de obicei *prod-cast*-uri şi *bounce-cast*-uri.

M e c a n o g l i f e l e d e c i o c n i r e (*prod-cast*-urile) se întîlnesc frecvent izolate sau grupate, în toate complexele cercetate, cu excepţia gresiilor de Cotumba. De regulă, ele au dimensiuni reduse: 0,5—1 cm lungime, 2—3 mm lăţime. Cu ajutorul lor se poate determina şi sensul de curgere.

U r m e l e d e r i c o ş a r e (*bounce-cast*-urile) şi cele de p e r i e r e (*brush-cast*-urile) apar obişnuit în flişul curbicortical şi în seria de Macla (fig. 9). Ele au dimensiuni reduse: 0,5—4 cm lungime şi 0,2—2 cm lăţime.

Există cazuri în care pe aceeaşi faţă de strat se separă 2, sau mai rar, chiar 3 sisteme de mecanoglife de dragare, diferit orientate (gresiile de Cotumba).

Uneori, mecanoglifele de lovire se asociază cu cele de eroziune. De obicei, *groove-cast*-urile se suprapun *flute-cast*-urilor, ceea ce dovedeşte formarea lor ulterioară. Cîteodată, însă, se poate observa o divergenţă între direcţiile celor două tipuri de mecanoglife (diferenţa unghiulară nedepăşind 20—25°).

B. *Mecanoglife secundare* (postdepoziţionale; mecanoglife de deformare — *Curent deformation structures*, Ş t. D ż u ł y ń s k i şi E. K. W a l t o n, 1965). Ele sînt reprezentate exclusiv prin *lood-cast*-uri şi apar adesea ca o exagerare a unor texturi primare. Astfel, se observă prezenţa unor *lood-flute-cast*-uri şi *lood-groove-cast*-uri (G. K e l l i n g şi E. K. W a l t o n, 1957), frecvente în gresiile de Cotumba.

★

În general se constată că texturile externe sînt mult mai frecvente la complexele lito-stratonomice cu caractere tipice de fliș și mult mai rare la complexele mai depărtate de faciesul de fliș normal (apțianul superior grezos, gresiile din complexul grezos-conglomeratic al seriei de Bobu, gresiile seriei de Macla).

Raportul dintre mecanoglifele de eroziune și cele de lovire oferă indicații asupra regimului de transport și de sedimentare al materialului (natura curgerii și gradul de maturitate al curenților).

Existența unui „covor de tracțiune", sub curentul de suspensii (capabil să formeze *flute-mark*-uri), împiedică formarea turboglifelor (căci vîrtejurile curgerii turbulente nu mai au loc) și favorizează (prin dragarea, săltarea diverselor obiecte și a granulelor din covor) formarea urmelor de lovire de tip *groove-cast*-uri, *prod-cast*-uri etc. (Șt. Dżułyński și J. E. Sanders, 1962).

Remarcăm o asociație caracteristică de mecanoglife în diversele complexe litologice luate în considerare:

În stratele de Mogoș se întîlnesc *flute-cast*-uri lingviforme cu densitate mare sau *flute-cast*-uri izolate și de dimensiuni mari, asociate cu canale de eroziune și adesea cu urme de lovire, mai ales *groove-cast*-uri, uneori *prod-cast*-uri. Acest tip de mecanoglife trădează un transport al sedimentelor efectuat de curenți transversali cu viteză și competență mare.

Flișul curbicortical cuprinde numeroase *flute-cast*-uri, de obicei strîns grupate (uneori depuse ordonat — *patterned flute-casts*), de dimensiuni medii, conice, alungite simetric sau terasate. Gresiile convolute sînt caracterizate, totodată, de prezența frecventă a crestelor și șanțurilor longitudinale, ca și a *crescent-cast*-urilor. În flișul curbicortical mecanoglifele de eroziune sînt obișnuit asociate cu mecanoglife de lovire de dimensiuni mici: *groove-cast*-uri, *bounce-cast*-uri și *prod-cast*-uri.

În gresiile de Sita Tătaru — Cotumba abundă urmele de dragaj și *slide-cast*-urile. Uneori apar *flute-cast*-uri și *groove-cast*-uri gigantice. De cele mai multe ori, între orientarea celor două tipuri genetice de mecanoglife se remarcă o diferență de 5—15°; de regulă, *flute-cast*-urile s-au format înaintea mecanoglifelor de lovire.

Arenitele *din seria de Macla* au *flute-cast*-uri izolate și mici, de forme alungite sau bulboase, uneori accentuate prin tasare (*lood flute-casts*). *Flute-cast*-urile sînt subordonate ca frecvență mecanoglifelor de lovire mici: *bounce-cast*-uri, *prod-cast*-uri, *brush-cast*-uri, *groove-cast*-uri. Bioglifele sînt și ele abundente (fig. 9).

Rarele arenite din orizonturile superioare ale seriei de Macla au în general puține mecanoglife care să permită determinarea sensului de transport în mod cert.

Posibilitatea de formare și păstrare a hieroglifelor, morfologia, frecvența și densitatea lor sînt determinate de litologia stratelor cu care sînt asociate. De prezența, grosimea și natura intercalațiilor lutitice depinde în mare măsură formarea și conservarea urmelor de curent, deoarece pe un fund nisipos urmele sculptate de curent nu se păstrează (nisipul, nefiind plastic și coeziv, revine prin curgere sau reptație pe locul erodat).

Dar geneza mecanoglifelor este influențată și de granulometria nisipului din suspensie, și anume nisipurile medii sînt cele mai favora-

bile formării şi păstrării diverselor urme (N. B. Vassoevici, 1951). Pe ele se observă densitatea maximă de mecanoglife, ca şi omogenitatea repartiţiei lor. Nisipurile fine sînt transportate de curenţi slabi, cu putere mică de eroziune ; pe cînd nisipurile grosiere, care sculptează adînc patul mîlos, sînt purtate de curenţi prea puternici, capabili să distrugă subsecvent figurile de curent săpate anterior. De aceea, flişurile grezoase, lipsite de intercalaţii lutitice (apţianul grezos, complexul grezos-conglomeratic al seriei de Bobu), sau flişurile cu gresii foarte fine (arenitele din orizonturile superioare ale seriei de Macla) au mecanoglife rare. Gresiile de Sita Tătaru — Cotumba, care au intercalaţii lutitice, relativ dese, între bancurile de gresii, prezintă, de regulă, frecvente mecanoglife de lovire.

II. **Texturile interne**, de regulă, sînt mai rare şi se observă ceva mai greu decît texturile externe. Ele au jucat un rol mai mic în determinarea direcţiei şi sensului de transport, de aceea în cele ce urmează ne vom referi doar la laminaţia oblică şi convolută, care ne-au furnizat unele informaţii de acest fel.

a) *laminaţia oblică* reprezintă *foreseturile ripple*-urilor de curent într-o secţiune paralelă cu direcţia curgerii (P. E. Potter şi F. I. Pettijohn, 1963). Laminaţia oblică este asociată de obicei cu gresii subţiri, sub 20 cm grosime, şi apare mai ales în treimea superioară a stratului.

Laminaţia oblică se asociază mai des cu granoclasarea (la partea inferioară a stratului, gresiile de Cotumba) şi mai rar cu laminaţia convolută (flişul curbicortical).

Mecanoglifele de curent şi laminele oblice, atunci cînd ele coexistă în acelaşi strat, indică acelaşi sens de curgere (diferenţele unghiulare nu depăşesc 15—20°), ceea ce dovedeşte că erodarea patului lutitic şi depunerea peste el a detritusului sînt efectuate de acelaşi agent.

b) *laminaţia convolută* este importantă în flişul curbicortical şi în seria de Macla. O întîlnim sporadic în unele gresii ale stratelor de Mogoş. Pentru acest tip de laminaţie sînt caracteristice grosimea constantă a laminelor şi convoluţia, care afectează numai laminele stratului, nu şi feţele lui.

Laminaţia convolută a stratelor se observă de obicei în treimea superioară a stratelor de gresii fine, siltitice (fig. 11). Uneori, gresiile sînt curbicorticale pe toată grosimea lor (fig. 12).

Originea laminaţiei convolute este explicată prin procesele care au dus la formarea urmelor de eroziune, în cazul unui sediment plastic şi ductil (Şt. Dżułyński şi A. J. Smith, 1963).

În unele cazuri s-a măsurat înclinarea planelor axiale ale crestelor „anticlinale" înguste şi ale depresiunilor largi „sinclinale" (fig. 7 şi 8), pe care le prezintă laminaţia convolută, pentru a se corobora cu măsurătorile sensului paleocurenţilor, rezultate din studiul texturilor externe. Între ele s-a constatat o concordanţă perfectă.

Cercetarea amănunţită a rocilor detritice din complexele de fliş arată că ele au geneze diferite. Cea mai mare parte a lor (toate arenitele, ruditele şi siltitele şi o mare parte din lutite-marnele şi unele marnocalcare —) face parte din categoria depozitelor „auto-cinetice" (Ph. H. Kuenen, 1965) şi provine din sedimentarea unor granule transportate de curenţi, pe cînd ponderea rocilor pelagice (diversele tipuri de argile

şi şisturi argiloase şi unele siltite fine, din depozitele seriei Macla), a căror formare a fost determinată de căderea particulelor sub influenţa componentei verticale a gravitaţiei, este scăzută.

★

Din examinarea hărţii cu orientările mecanoglifelor de curent (fig. 1) şi mai ales din diagramele-roze ale direcţiilor de curent (fig. 2) măsurate în depozite de fliş apţian-cenomanian, din bazinul mijlociu al văii Doftana, desprindem următoarele :

În aria de sedimentare a *stratelor de Mogoş* (din unitatea vest-internă a flişului cretacic) arenitele acestor strate au fost resedimentate de două sisteme de curenţi, dintre care unul avea o direcţie transversală, cu orientări nord-vestice ale curenţilor (38,40%), iar celălalt o direcţie longitudinală, cu orientări nord-estice ale curenţilor (34,6%).

În cadrul sistemului de curenţi transversali nord-vestici, cu azimutul direcţiilor cuprins între 330 şi 390°, se pot observa două orientări preferenţiale, una spre 340—350° (15,38% din totalul măsurătorilor — circa 50) şi alta spre 371—380° (7,69%).

Transportul longitudinal şi oblic, nord-estic (cu azimutul direcţiilor de curenţi cuprins între 20 şi 100°) s-a manifestat pe două direcţii preferenţiale, spre 31—40° (longitudinal, 7,7% din măsurători) şi spre 71—80° (oblic, 11,53%).

Direcţiile măsurătorilor (23%) cu orientări transversale şi oblice, sud-estice (cuprinse între 131 şi 190° şi cu o orientare preferenţială spre 141—150°), ca şi cele cu orientări longitudinale sud-vestice (3,84%), le considerăm ca efectul unor condiţii locale de transport şi sedimentare.

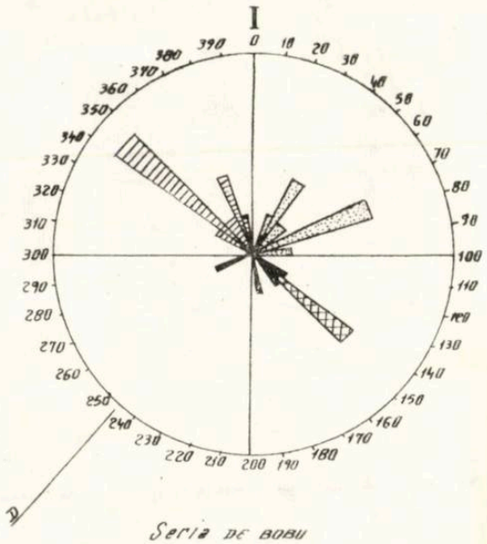
Măsurătorile efectuate în *complexul grezos-conglomeratic* al flişului de Bobu indică un transport predominant (60% din numărul total de măsurători = circa 25) longitudinal (direcţional) nord-estic în geosinclinal, în timpul sedimentării lui. Sistemul de curenţi nord-estici au manifestat o direcţie preferenţială cu azimutul de 50—60° (40%).

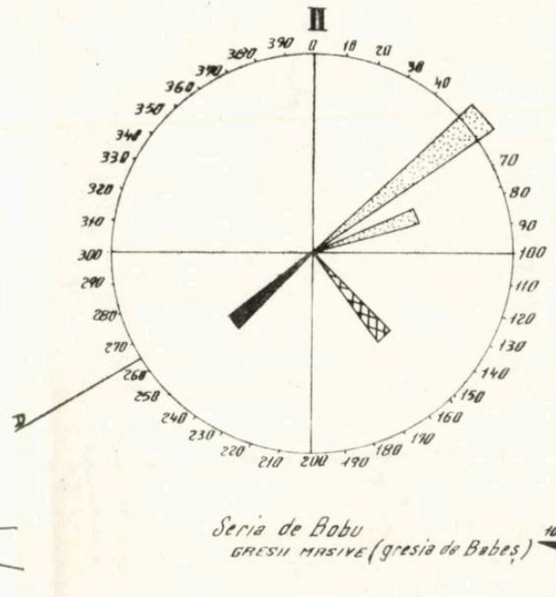
În unitatea est-internă a flişului cretacic, în timpul resedimentării arenitelor din *flişul curbicortical* (*strate de tip Palanca*) predomina (41,35% din numărul total de circa 60 de măsurători) un transport longitudinal (direcţional sau aproape direcţional) sud-vestic şi vestic.

Azimutul direcţiilor sistemului de curenţi longitudinali vestici fiind cuprins între 240 şi 340°, se observă două direcţii preferenţiale, şi anume : una cu azimutul de 250—270° (12,5%) şi alta cu azimutul de 290—300 (11%).

În timpul depunerii *gresiilor de Sita Tătaru — Cotumba*, dispuse deasupra flişului curbicortical, ca şi în cazul flişului curbicortical, predomina un transport longitudinal (direcţional), dar spre deosebire de flişul curbicortical, sistemele de curenţi care au sedimentat aceste gresii în bancuri groase, adesea microconglomeratice, au avut direcţii orientate spre nord, nord-est (64,7% din numărul de circa 40 de măsurători). Azimutul orientărilor acestor curenţi este cuprins între 0 şi 70°, manifestînd două direcţii preferenţiale : una cu azimutul 4—50° (24,75%) şi alta cu azimutul 60—70° (12,37%).

Unitatea de Macla. În timpul depunerii depozitelor orizontului inferior al seriei de Macla, albian-cenomanian (orizonturile superioare





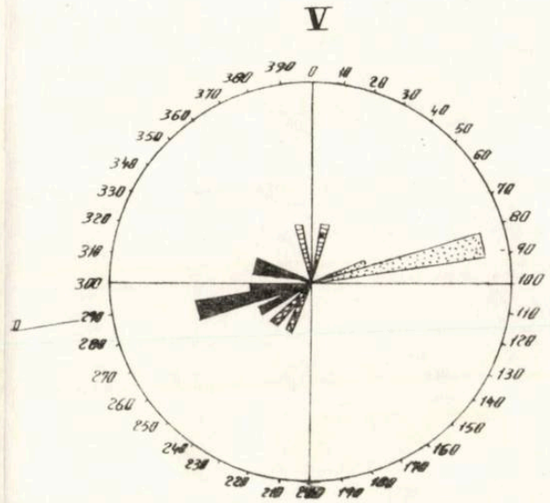
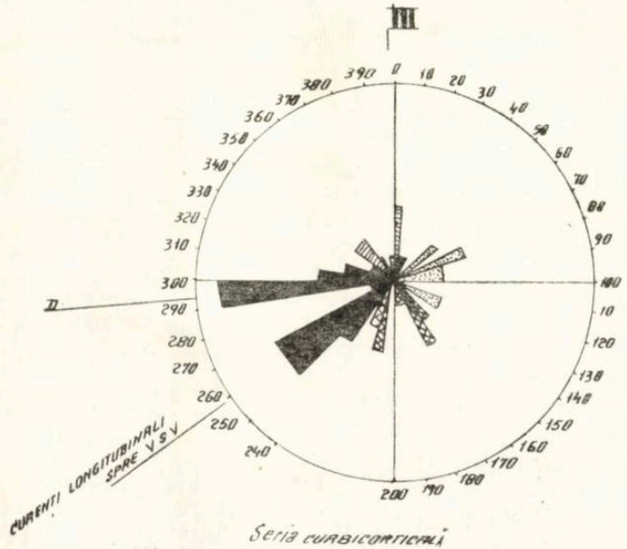
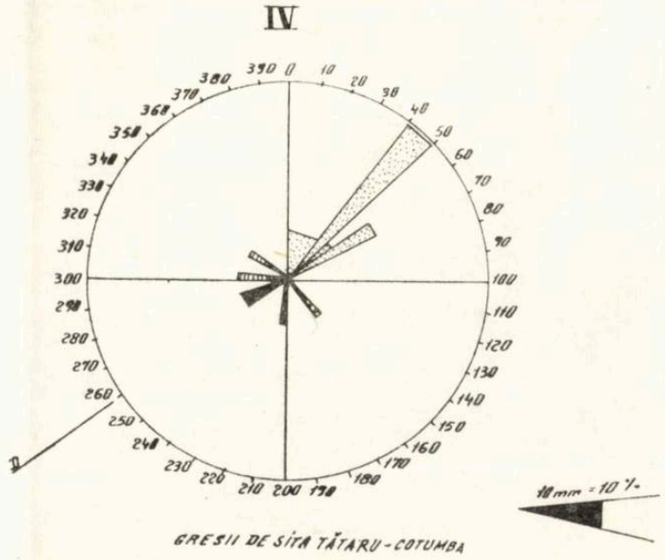


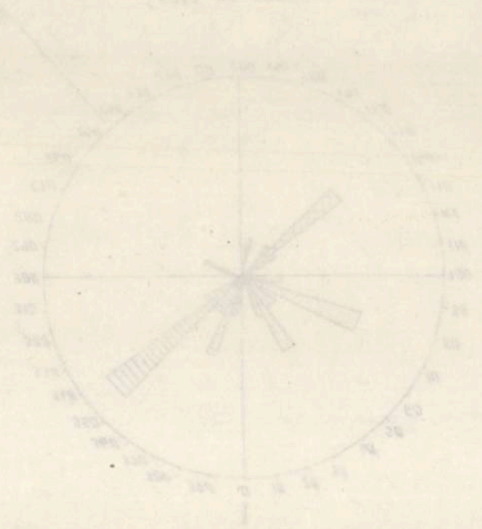
Fig. 2. — Diagramele-roze ale direcțiilor de curent.





LEGENDA

- SISTEM DE CURENȚI LONGITUDINALI CU ORIENTĂRI VESTICE.
- SISTEM DE CURENȚI LONGITUDINALI CU ORIENTĂRI ESTICE.
- SISTEM DE CURENȚI TRANSVERSALI CU ORIENTĂRI NORDICE.
- SISTEM DE CURENȚI TRANSVERSALI CU ORIENTĂRI SUDICE.



ale seriei de Macla sînt sărace în mecanoglife care ar putea indica cu precizie sensul de transport), predomina un transport longitudinal în geosinclinal (71,40% din numărul total de măsurători circa 25).

Ca şi în cazul flişului curbicortical, predomina transportul spre vest (42,84%), cu azimutul direcţiilor de curent cuprins între 260 şi 330° şi prezentînd o direcţie preferenţială cu azimutul 280—290° (14,28%).

★

În concluzie, vom încerca să desprindem din prezentul studiu sedimentologic o imagine paleogeografică schematică a unei foarte mici porţiuni din geosinclinalul Carpaţilor Orientali, în care se sedimentau, în intervalul apţian superior-cenomanian, diversele complexe de fliş din perimetrul studiat.

Sistemul de curenţi transversali, nord-vestici, pus în evidenţă în stratele de Mogoş, ca şi diferenţa de facies pe care flişul de Bobu o prezintă faţă de flişul cubicortical al seriei de Teleajen, ne duc la ideea existenţei unei ridicări longitudinale, care accidenta domeniul mării flişului intern, din apţian pînă în vraconian. Această ridicare era, probabil, mai veche (existenţa ei poate fi demonstrată de la începutul apţianului) şi de mai mică importanţă, în raport cu cordiliera cumană pusă în evidenţă mai la sud (G. Murgeanu, 1937).

În subdomeniul intern, de sedimentare al seriei de Bobu, de la sfîrşitul apţianului şi pînă la începutul albianului mediu (cînd se depuneau stratele de Mogoş) existau două sisteme de curenţi:

— un sistem de curenţi transversali nord-vestici, care vehiculau, se pare, un material detritic mai fin, de pe această sursă sedimentogenă intrageosinclinală;

— un sistem de curenţi longitudinali orientaţi nord-est (generaţi de panta înclinată spre nord-est a albiei de sedimentare), care sedimenta intercalaţiile de arenite şi microrudite mai groase şi mai grosiere din stratele de Mogoş.

În timpul albianului mediu, cînd se depuneau gresiile în bancuri groase şi conglomeratele complexului grezos-conglomeratic al flişului de Bobu, predomina un transport longitudinal nord-estic, deci axa acestui subdomeniu de sedimentare continua să aibă o pantă nord-estică.

În jumătatea externă a domeniului flişului intern, în albian, în timpul depunerii flişului curbicortical al seriei de Teleajen, predomina net un transport efectuat de curenţi longitudinali şi oblici, cu orientări sud-vestice şi vestice. Aceste măsurători, efectuate de noi la vest de valea Vărbilăului în flişul curbicortical, prezintă orientări opuse acelora măsurate de M. Ştefănescu şi Al. Butac, la est de valea Vărbilăului [1], care evidenţiază un transport estic, nord-estic sau sud-estic în timpul depunerii flişului curbicortical.

---

[1] Comunicare verbală făcută de Al. Butac în aprilie 1971.

O explicaţie posibilă a acestei situaţii ne-ar putea fi relevată de imaginea geofizică pe care o prezintă fundamentul cristalin al zonei flişului dintre valea Buzăului şi valea Dîmboviţei (I. Gavăt şi colab., 1971).

Cele două culoare — culoarul Teleajenului şi culoarul Ialomiţei — care traversau geosinclinalul carpatic, după linii de fracturi transversale, cu direcţii varistice NV-SE, determinau în fundamentul cristalin al geosinclinalului, pe de o parte, două zone de scufundare, azi puse în evidenţă pe valea Teleajenului şi pe valea Ialomiţei, şi, pe de altă parte, între ele o zonă de ridicare atît a foselor, cît şi a cordilierelor.

Este posibil ca această zonă de ridicare a geosinclinalului să fi avut o evoluţie (în ceea ce priveşte direcţiile curenţilor de fund) mai mult sau mai puţin independentă faţă de sectoarele de la vestul Ialomiţei şi de la estul Teleajenului, fiind însă influenţată de mişcările oscilatorii, ale depresiunilor adiacente. Astfel, această zonă ridicată a geosinclinalului putea suferi, în timp, influenţa mai activă cînd a zonei depresionare vestice, cînd a celei estice, schimbîndu-şi orientarea pantei fundului, cînd spre vest-sud-vest, cînd spre est-nord-est. Nu ar fi fost exclus, de asemenea, ca, în anumite perioade de timp, zona de ridicare să fi avut chiar pante duble spre cele două zone depresionare. Astfel s-ar putea explica orientările sud-vestice şi vestice ale curenţilor care au sedimentat flişul curbicortical la vest de valea Vărbilăului, în opoziţie cu orientările predominant-estice, măsurate la est de această vale.

Din albianul terminal, în timpul depunerii gresiilor şi microconglomeratelor de Sita Tătaru — Cotumba, panta axei fosei subdomeniului sudic al flişului intern din zona cercetată începe să prezinte orientări nord-estice, ca şi panta sectorului de la vest de valea Teleajenului. Astfel, din albianul terminal se generalizează în domeniul flişului intern o orientare estică-nord-estică a pantelor celor două fose, nordică şi sudică.

Între domeniul intern şi cel extern al flişului de mult timp a fost presupusă existenţa unei cordiliere, cordiliera cumană (G. Murgeanu, 1937), a cărei apariţie este legată de mişcările tectonice mezocretacice. Cordiliera cumană a constituit o sursă importantă sedimentogenă pentru depozitele cretacicului superior din flişul extern de la curbura Carpaţilor. I. Gavăt şi colab. (1971) a precizat conturul şi extinderea cordilierei cumane pe baza studiilor de gravimetrie, care pun în evidenţă o ridicare majoră a fundamentului cristalin, ce se suprapune, cu oarecare aproximaţie, peste contururile preconizate ale cordilierei cumane.

În domeniul flişului extern, transportul sedimentelor orizontului inferior al seriei de Macla (care prezintă un aspect asemănător cu flişul curbicortical, dar şi intercalaţii de argile roşii), de vîrstă albiană-cenomaniană, este longitudinal, cu orientări predominant vestice şi sud-vestice. Observaţiile efectuate de noi în bazinul văii Doftana concordă cu cele efectuate de Cristina Dumitriu şi Mircea Dumitriu (1968) în gresiile glauconitice din zona şisturilor negre de la nord de Buzău. Acolo ei au pus în evidenţă un transport longitudinal şi oblic spre sud-vest, conchizînd că în albian axa fosei externe a flişului înclina spre sud-vest, contrar celei din fosa internă înclinată, în general, spre nord.

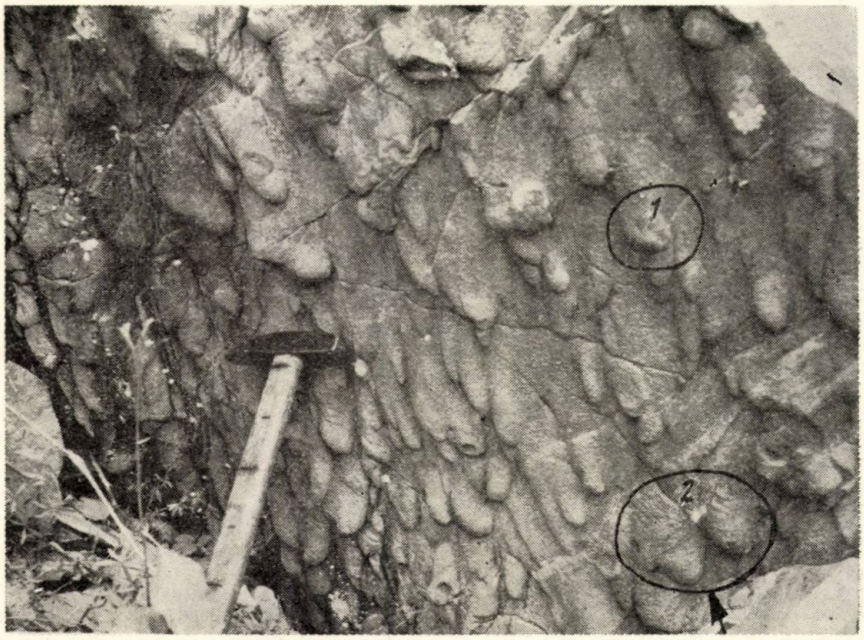


Fig. 3. — *Flute-cast*-uri lingviforme dispuse pe întreaga suprafață inferioară a stratului, asociate cu *flute-cast*-uri lingviforme cu vîrful răsucit (*1*) și *flute-cast*-uri conice (*2*). Strate de Mogoș, valea Doftanei.

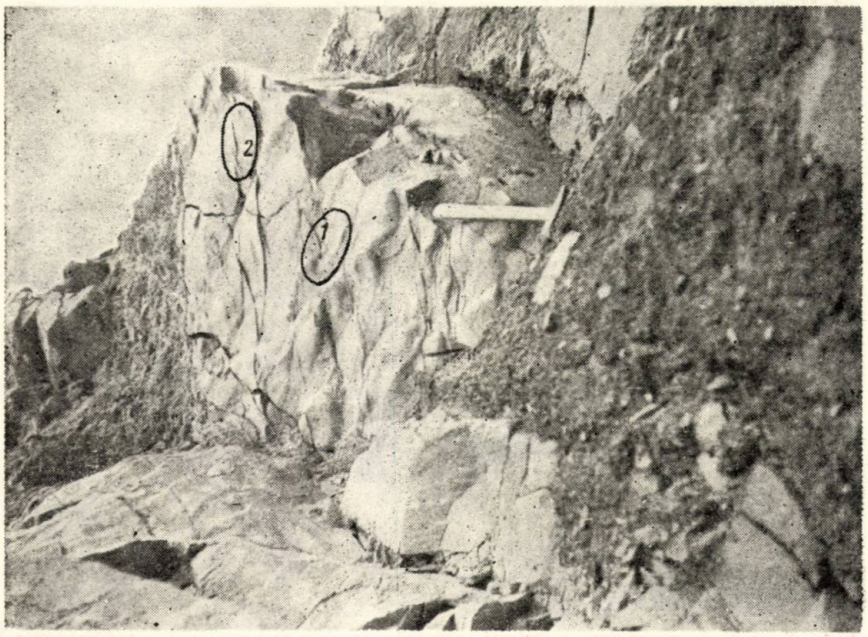


Fig. 4. — *Flute-cast*-uri conice, mari, dispuse în zigzag față de direcția de curgere, asociate cu *groove-cast*-uri (*2*), *groove-cast*-uri cu capătul din josul curentului răsucit (*1*). Gresii de Cotumba, valea Doftanei.

Fig. 5. — Multe *groove-cast*-uri și puține *flute-cast*-uri. *Slide-cast*-uri (*1*). Gresii de Cotumba, valea Doftanei.

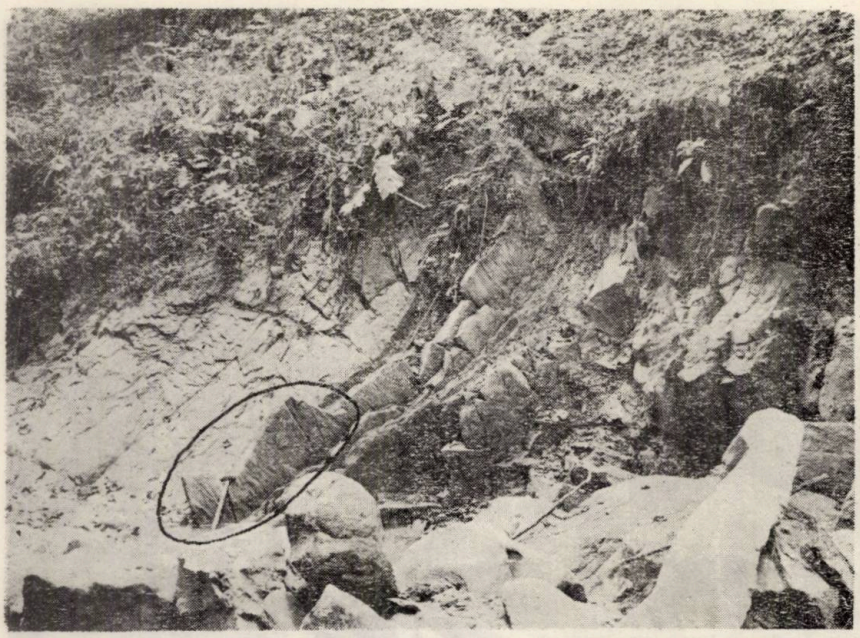


Fig. 6. — Numeroase *groove-cast*-uri, asociate cu *flute-cast*-uri conice, transversale pe direcția stratelor. Flișul curbicortical al seriei de Teleajen, valea Fiarelor (afluent al văii Doftanei).

Fig. 7

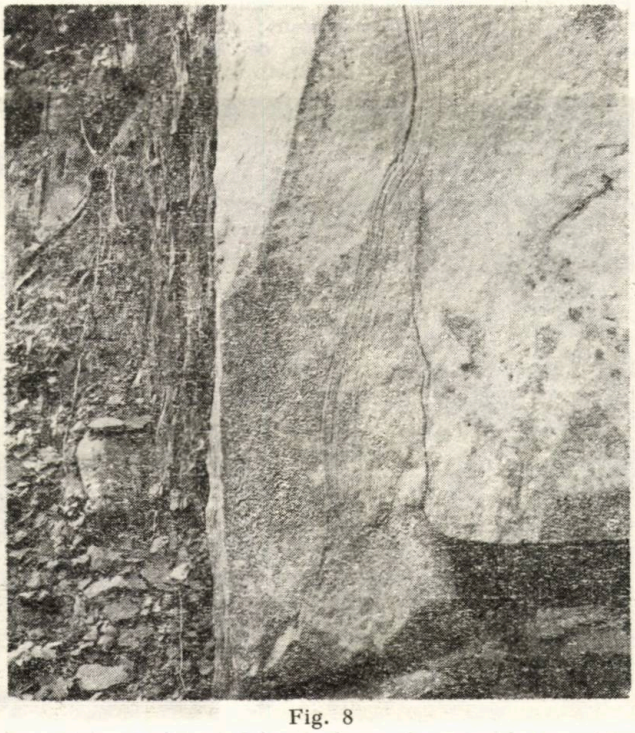


Fig. 8

Fig. 7. şi 8 — Gresii cu textură convolută. Ondulaţiile prezintă ,,anticlinale'' strînse şi ,,sinclinale'' largi. Axele cutelor au servit la stabilirea sensului de transport. Complexul grezos-conglomeratic al seriei de Bobu, valea Doftanei.

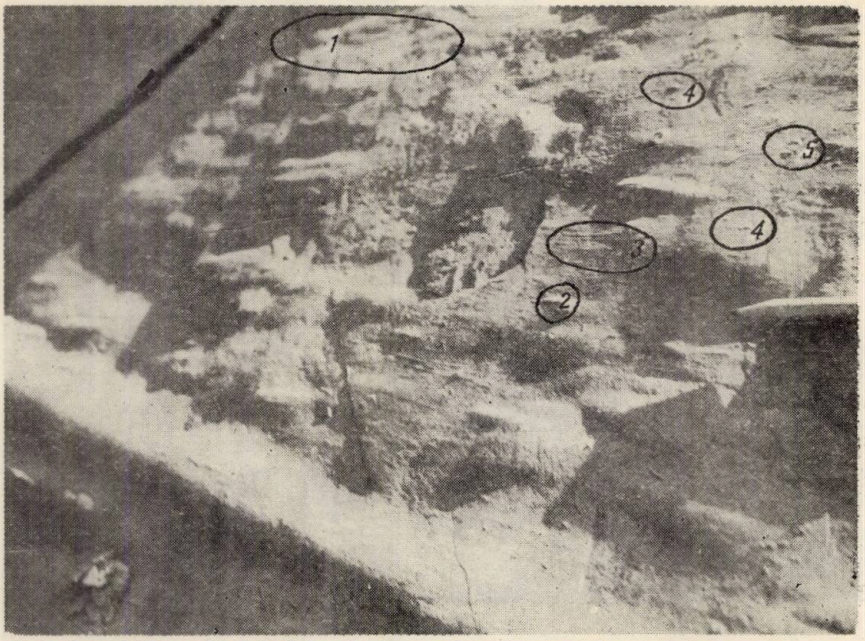


Fig. 9. — *Flute-cast*-uri izolate, de forme alungite simetric, asociate cu numeroase mecanoglife de lovire, fine : *1*, *groove-cast*-uri ; *2*, *prod-cast*-uri ; *3*, *skip-cast*-uri ; *4*, *bounce-cast*-uri ; *5*, *brush-cast*-uri. Seria de Macla, Valea Rea (afluent al Doftanei).

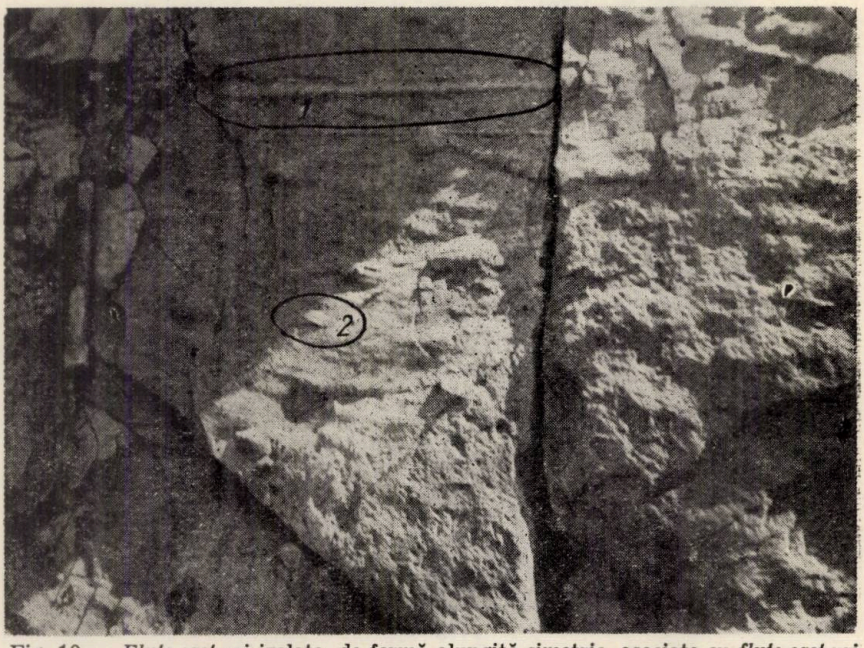


Fig. 10. — *Flute-cast*-uri izolate, de formă alungită simetric, asociate cu *flute-cast*-uri bulboase, cu numeroase *groove-cast*-uri (*1*) şi *bounce-cast*-uri (*2*). Seria de Macla, Valea Rea (afluent al Doftanei).

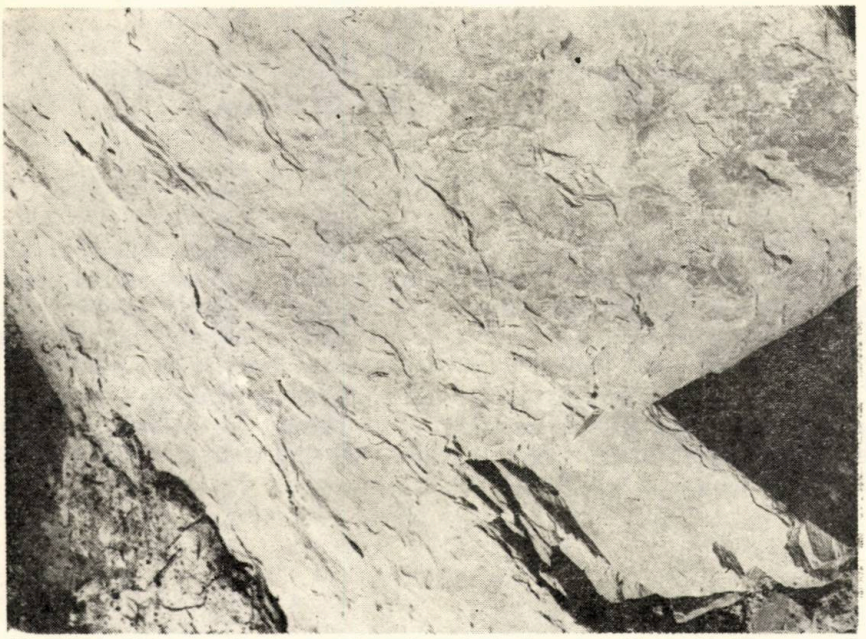


Fig. 11. — Fața superioară a unei gresii cu textură convolută. La bază se remarcă o textură cu laminație paralelă inferioară. Seria de Macla, Valea Rea (afluent al văii Doftanei).

Fig. 12. — Mecanoglife creste longitudinale (*longitudinal ridges* and *furrows*), pe o gresie curbicorticală la fața inferioară a stratului. Gresii de Cotumba, valea Doftanei.

TEXTURES SÉDIMENTAIRES ET DIRECTIONS DE PALÉOCOURANTS DANS LES DÉPÔTS DU FLYSCH CRÉTACÉ DU BASSIN MOYEN DE LA VALLÉE DOFTANA

RÉSUMÉ

Le travail comprend des diagrammes-rose et une carte concernant les directions de transport des paléocourants dans le géosynclinal pendant la sédimentation du Flysch crétacé des nappes de Bobu et de Teleajen et, en moindre mesure, du Flysch de l'Unité de Macla, dans le bassin moyen de la vallée de Doftana (entre Teşila et Şotrile-Petriceaua).

Sont examinées en particulier les textures externes des dépôts des divers complexes du Flysch mentionnés ci-dessus ; les mesures des directions des paléocourants ont été effectuées spécialement à l'aide des flute-casts qui se trouvent sur les surfaces inférieures des arénites.

BIBLIOGRAFIE

CONTESCU L. (1969), *Variation transversale des textures internes dans les flyschs albiens du bassin de la Bistriţa et son importance pour les modèles paléogéographiques*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géologie, **13**, *1*, 81—96.

CRAIG G. Y., WALTON E. K. (1962), *Sedimentary structures and paleocurrent directions from the Silurian rocks of Kirkendhrightshire*, Trans., Edinburgh, Geol. Soc., **19**.

CROWELL J. C. (1955), *Directional current structures from the Prealpine Flysch*, Switzerland. Bull. Geol. Soc. Amer., **63**, *9*, 1 351—1 384.

DUMITRIU CRISTINA (1967), *Noţiuni de sedimentologie*, St. tehn. econ., Seria I, mineral.-petrograf., **3**.

DUMITRIU M., DUMITRIU CRISTINA (1965), *Observaţii sedimentologice privind zona flişului cretacic paleogen dintre văile Covasna şi Buzău*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **10**, *1*.

— (1968), *Quelques aspects paléogéographiques des Carpates orientales roumaines d'après l'étude des paléocourants*, Rev. Géogr. phys., Géol. dyn., 2-ème série, **X**, 1, 13—20.

DUNBAR C. O., RODGERS J. (1957), *Principles of stratigraphy*, John Willey and Sons, New York.

DŻUŁYŃSKI ŞT., RADOMSKI A. (1955), *Origin of groove casts in the light of turbidity current hypothesis*, Acta. Geol. Polon., **5**, *1*, 47—66.

DŻUŁYŃSKI ŞT., KSIĄŻKIEWICZ M., KUENEN PH. H. (1959), *Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains*, Bull. Geol. Soc. Amer., **70**, *8*, 1 082—1 118.

DŻUŁYŃSKI ŞT., ŚLĄCZKA A. (1959), *Directional structures and sedimentation of Krosno Beds (Carpathian Flysch)*, Ann. Soc. Géol. Pologne (1958).

DŻUŁYŃSKI ŞT., SANDERS J. E. (1962), *Current marks on firm mud bottoms Trans*, Com. Acad. Arts. Sci., **42**.

DŻUŁYŃSKI ŞT., SMITH A. J. (1963), *Convolute lamination, its origin, preservation and directional significance*, J. Sediment., Petr., **33**, *3*, 616—627.

DŻUŁYŃSKI ŞT., WALTON E. K. (1965), *Sedimentary features of Flysch and greywackes*, Elsevier Publishing Comp. Amsterdam, London, New York.

GAVĂŢ I., AIRINEI ŞT., BARBU C., TOMESCU L. (1971), *Seuils, horsts et cordillières dans la structure profonde des Carpathes entre les vallées de l'Olt et du Trotuş*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géologie, *1*.

HAAF E. TEN (1969), *Graded beds of the northern Appenines*, Rijksuniversiteit te Groningen.

KELLING G., WALTON E. K. (1957), *Load-cast structures : their relationship to upper surface structures on their mode of formation*, Geol. Mag., **XCIV**, *6*, 481—490.

KSIAŹKIEWICZ M. (1954), *Graded and laminated bedding in the Carpathian flysch*, Rocznik. Polsk. Tow. Geol., **XXII**, *4*, 339—449.

KUENEN PH. H. (1950), *Turbidity currents of high density*, 18-th Intern. Geol. Congr. Reports, London (1948), **8**, 44—52.

— (1957), *Sole markings of graded graywacke beds*, J. Geol., **65**, 231—258.

— (1965), *Experiments in connection with turbidity currents and clay suspensions*, Colston Papers. 17th Symposion of the Colston Research Soc. Univ. of Bristol, **XVII**, London.

KUENEN PH. H., SANDERS J. E. (1956), *Sedimentation phenomena in Kulm and Flözleeres graywackes, Sauerland and Oberharz, Germany*, Amer. J. Sci, **254**, *11*, 649—671.

MURGEANU G. (1937), *Sur une cordillière anté-sénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpatique*. C.R. Inst. Géol. Roum., **XXI** (1932—1933).

PEABODY F. E. (1947), *Current crescents in the Triassic Moenkopi formation*, J. Sediment. Petr., **17**, 2, 73—76.

POTTER P. E., PETTIJOHN F. I. (1963), *Paleocurrents and basin analysis*, Springer Verlag, Berlin, 296.

SHROCK R. R. (1948), *Sequence in layered rocks*, Mc Graw-Hill Book Co., New York, 507.

VASSOEVICI N. B. (1951), *Usloviia obrazovaniia flişa Gostoptehizdat*, Leningrad-Moscova, 240.

— (1953), *O nekotorîh flişevîh teksturah (Znakah)*, Trudî Lvov. Gheol. Obscest., Seriia Gheol., **3**, 17—85.

WALKER R. G. (1965), *The origin and significance of the interval sedimentary structures of turbidites*, Proc. Yorksh., Geol. Soc., **35**, 1—32.

WOOD A., SMITH A. J. (1959), *The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyrh grits (Upper Landoverian)*, Quart. J. Geol. Soc. London, **114**, *2*, 163—195.

Primit în redacţie
la 12 octombrie 1973

Universitatea Bucureşti,
Facultatea de geologie-geografie

O PROPUNERE DE CLASIFICARE A PORNITURILOR DE TEREN

DE

MIHAI ALFRED MAMULEA

1. INTRODUCERE

Porniturile sînt mişcări superficiale ale scoarţei numite şi deplasări de teren. Analiza termenului „pornitură" (V. Mihăilescu, 1939) arată clar că, pentru deplasările de teren sub acţiunea directă a gravitaţiei — cu sau fără intervenţia apei — în comparaţie cu alte denumiri propuse, este cea mai potrivită. Ea exprimă în întregime mecanismul de coborîre pe versant a materialului lipsit de coerenţă sau a cărui legătură cu roca de bază a fost slăbită ori distrusă din diferite cauze. Noţiunea de pornitură înglobează, în egală măsură, modul în care se manifestă fenomenul determinat direct de gravitaţia terestră şi microformele rezultate. Cuprinzînd ideea de declanşare spontană a mişcării, noţiunea nu contrazice înţelesul morfologic, întrucît un teren pornit şi stabilizat se poate pune din nou în mişcare. Avînd în vedere că expresia pornitură circulă şi în popor, menţinem această denumire ca termen generic pentru mişcările ce au loc la suprafaţa scoarţei terestre sub acţiunea directă a gravitaţiei, ca şi pentru formele de relief rezultate din aceste mişcări.

Scopul final al studiilor efectuate asupra porniturilor este cunoaşterea intimă a mecanicei lor, care să conducă la sistematizarea şi stabilirea unor normative de consolidare a terenurilor afectate.

2. CLASIFICAREA PORNITURILOR

Elementul cel mai important, pe baza căruia se fac propunerile de consolidare, este suprafaţa pe care se face deplasarea terenului. În prezent, studiile se efectuează în ipoteza că mişcarea se face pe o suprafaţă geometric determinată cu secţiunea normală în formă de sector de cerc, cicloidă, spirală sau curbă exponenţială (Q. Zaruba şi V. Mencel, 1969). După cercetările noastre, premisa existenţei unei suprafeţe cu formă geometric determinată nu este riguros exactă. În foarte multe cazuri nu există o suprafaţă proprie a porniturii, iar dacă există, de cele mai multe ori nu are o formă geometric determinată (M. A. Mamulea, 1973 *d*). Multe pornituri se supun legilor reologice, care deocamdată nu sînt introduse în calculele inginereşti. În deplasarea lor, unele pornituri urmăresc profilul subteran, determinat de variaţia consistenţei straturilor care constituie versantul (M. A. Mamulea, 1973 *b*).

Avînd în vedere că în proiectele inginereşti pentru consolidarea terenului forma suprafeţei substratului pe care se face mişcarea reprezintă unul din elementele principale în alegerea soluţiilor, iar formulele mate-

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 20, NR. 2, P. 281–289, BUCUREŞTI, 1975

matice, care determină forma ei geometrică, intră în calculele de stabilitate a maselor de teren, *propunem clasificarea porinturilor pe criteriul formei suprafeței de contact dintre masa pornită și masivul rămas pe loc.* Pentru porniturile fără suprafață determinată geometric, inginerul va stabili prin calcule, pe profile transversale, o zonă de periculozitate, care să încadreze cu suficientă siguranță masele de teren ce eventual se pot pune în mișcare și va lua măsurile de rigoare.

În general se disting următoarele categorii de pornituri :

— pornituri fără suprafață proprie de deplasare ;
— pornituri pe suprafețe geometric nedeterminate ;
— pornituri pe suprafețe geometric determinate ;
— pornituri mixte.

2.1. PORNITURI FĂRĂ SUPRAFAȚĂ PROPRIE

2.1.1. *Rostogolirile* sînt deplasările pe versanții stîncoși ale blocurilor desprinse din masiv. Deplasarea materialului se face la pantă mare, peste 1 : 1 (45°), pe suprafața versantului existent (Cl. Bordet, 1959).

2.1.2. *Surpările* se produc în lungul cornișelor constituite din roci pseudocoerente [1]. Suprafața de desprindere este rugoasă, întrucît ruperea rocii se face datorită efortului la încovoiere (M. A. Mamulea, 1973 *a* ; V. Tufescu, 1966).

2.1.3. *Curgerile în grohotiș.* Caracterizat prin unghiul său de frecare internă mare, datorită frecării bloc de bloc, grohotișul curge numai la pantă mai mare de 1 : 1,5 (33°). Porniturile se produc după ce panta terenului depășește unghiul taluzului natural specific rocii care alcătuiește versantul și depind mai puțin de apa conținută de rocă, aceasta avînd uneori numai rol de amorsare (A. Cioacă, 1970).

2.1.4. *Curgerile în regolite* [2]. Spre deosebire de grohotișuri, regolitele au unghiul de frecare internă mic și dependent de cantitatea de apă prezentă în rocă. Curgerile se produc la pantă mică, sub 1 : 3,5 (16°). În mișcarea lor, fragmentele de roci înglobate în masa vîscoasă a argilei înnoroite urmăresc linia de cea mai mare pantă a terenului și mulează eventualele sinuozități ale morfologiei rocii de bază. Curgerile în regolite se produc numai în exces de apă și sînt o consecință a acțiunii sufozionare (M. A. Mamulea, 1973 *d*).

2.1.5. *Reptația* este curgerea vîscoasă (M. A. Mamulea, 1973 *a*) foarte înceată a terenului, format din amestecul neomogen al lutitelor și arenitelor provenite din porniturile violente. Mișcarea de reptație se continuă multă vreme după încetarea paroxismului. Ea are loc pe versanții cu pantă mică : 1 : 4 pînă la 1 : 10, respectiv 14 la 16° și este atestată de fisurile ce apar permanent în construcțiile situate pe astfel de terenuri și care duc la prăbușirea lor numai după trecerea unui număr mare de ani.

---

[1] Roci care-și modifică proprietățile fizico-mecanice în funcție de conținutul de apă. Ca exemplu : argilele, loessul, lehmul, lateritul, unele marne etc.

[2] Regolite sînt roci costituite din elemente texturale grosiere ce plutesc într-o matrice aleuritic-argiloasă.

Uneori, în sezoanele ploioase, ca efect al acțiunii sufozionare a apelor subterane, în astfel de terenuri se produc curgeri explozive de noroi. Micromorfologia versanților afectați de reptație prezintă ușoare văluriri. Nu apar abrupturi sau crăpături denivelate.

2.1.6. *Deplasările de stînci* (Q. Zaruba și V. Mencel, 1969; K. J. Klengel și I. Pasek, 1974) se produc în regiunile de podișuri al căror pod este constituit din roci coerente [3] rezemate pe argile, argile nisipoase, marne friabile sensibile la înmuiere etc. Masivele stîncoase subminate de sufozie se rup și pornesc pe versant spre firul văii. Acest tip de pornitură se produce pe versanți cu pantă mai mare de 33°, respectiv 1 : 1,5.

2.1.7. *Deplasarea țiclaielor.* Un proces similar celui descris la 2.1.6 este acela al deplasărilor țiclaelor sau gruieților din complexele de glimee. Țiclaiele sînt constituite din alternanțe de marne și argile cu gresii, care, după desprinderea din masivul stabil, păstrează multă vreme structura stratigrafică inițială. Deplasarea se face foarte încet pe patul de argilă vîscoasă, fără să lase o urmă identificabilă în foraje sau alte sondaje (V. Tufescu, 1963; Tiberiu Morariu și Virgil Gîrbacea, 1968).

În complexul geomorfologic al glimeelor apar adesea terase false, cum sînt acelea de la ieșirea din orașul Luduș, unde ele formează circa șapte nivele, dintre care unele au fost ocupate de locuințe.

2.1.8. *Soliflucțiunea.* În această grupă se încadrează porniturile cele mai superficiale. Grosimea stratului pornit nu depășește ordinul decimetrilor. Ea se produce sub acțiunea înghеț-dezghețului, pe versanți cu înclinare mai mare de 1 : 2 (26°), constituiți din roci pe care procesele de solificare nu au reușit să facă o sudură trainică între sol și roca-mamă.

2.2. PORNITURI PE SUPRAFEȚE GEOMETRIC NEDETERMINATE

2.2.1. *Curgeri în argile structurate.* Pe taluzele deschise în argile structurate, ca și pe versanții naturali constituiți din același tip de rocă, cu pantă mai mare de 1 : 1,5, respectiv 35°, se produc curgeri deosebit de intense mai ales pe versantul expus spre soare. Fenomenul este intensificat de prezența apei subterane. Suprafața pe care se produce pornitura are o formă neregulată.

2.2.2. *Porniturile „piele de rinocer"* (M. A. Mamulea, 1973 *d*) se produc pe o pernă de noroi la o pantă a versantului mai mică de 1 : 6, circa 10° pînă la orizontală (fig. 1). Condiția stratigrafică este ca roca de bază să fie greu permeabilă, cu agregate a căror rezistență hidrică să fie mare. Apa acumulată la contactul dintre roca acoperitoare și aceea de bază creează condiții pentru înnoroirea rocii. Stratul superficial, împîslit cu rădăcini și afînat, are densitatea mică, din care cauză plutește pe stratul de noroi (principiul lui Arhimede). Pîsla de rădăcini constituie o adevărată armătură, care conferă terenului o elasticitate mare, ridicîndu-i în același

[3] Rocile coerente în contact cu apa nu-și modifică proprietățile fizico-mecanice. Ca exemplu: granitele, gnaisele, gresiile, calcarele etc.

timp rezistența la tracțiune, forfecare și încovoiere. Pentru porniturile tip piele de rinocer se disting două subtipuri. Unul în care stratul îmbibat cu apă este subțire, cu noroi foarte vîscos. Pătura acoperitoare uscată are grosime mai mică de 1,50 m, este armată cu rădăcini de graminee. Cînd se produce pornitura, datorită rezistenței relativ mici a armăturii, stratul acoperitor se fragmentează și noroiul apare la zi (fig. 2). Al doilea tip este caracterizat prin strat acoperitor relativ gros, peste 1,50 m. Armătura este constituită, pe lîngă rădăcini de graminee, și din rădăcini pivotante și chiar lemnoase, ceea ce are ca efect ridicarea rezistențelor mecanice. Stratul de noroi este foarte gros și fluid. Datorită gravitației, căreia i se

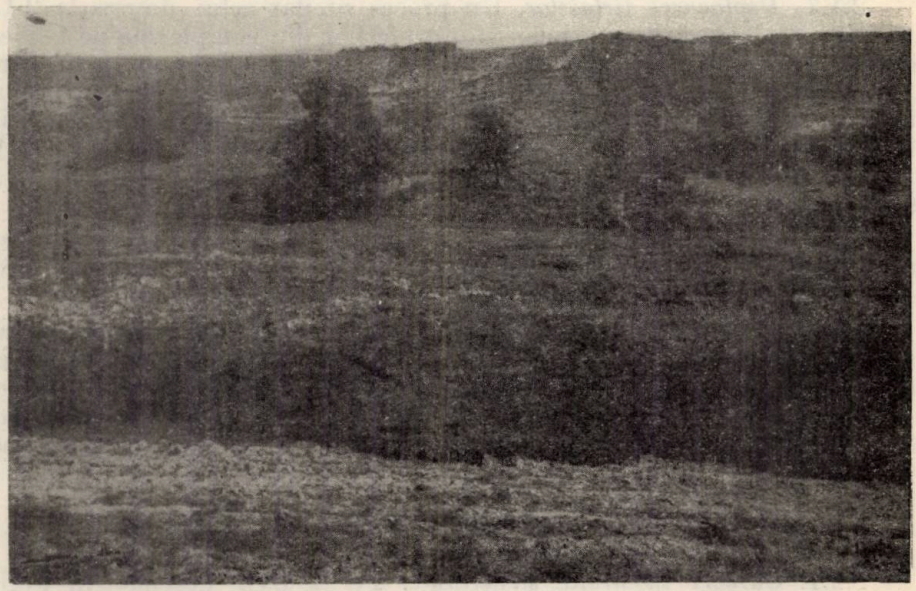


Fig. 1. — Pornitură tip „piele de rinocer" — lacul Greaca.

adaugă și presiunea stratului acoperitor, el tinde să curgă spre vale, între acoperișul uscat și roca de bază. Cele două forțe însumate imprimă noroiului destulă putere să exercite o presiune de jos în sus asupra păturii uscate de la piciorul versantului, pe care reușește s-o ridice și pînă la urmă s-o rupă. În sezoanele umede, cînd rezistența stratului acoperitor este diminuată, din cauza îmbibării cu apă și datorită creșterii presiunii în stratul de noroi, pătura superficială cedează. Ruperea se face în partea de sus a versantului, unde efortul este maxim. Pătura uscată fără să se fragmenteze prea mult, pornește pe versant. Datorită substratului neregulat pe care se face deplasarea, cuvertura pornită face o sumă de falduri și chiar mici încălecări. Fisurile care apar sînt dispuse paralel cu curbele de nivel și între blocurile separate se vede noroiul pe care se face deplasarea. La ambele subtipuri este caracteristic faldul frontal. Obiectele aflate pe spinarea porniturii își păstrează destul de bine poziția verticală, numai cele aflate pe falduri sînt răsturnate, unele chiar întoarse cu 180° (fig. 3).

Fig. 2 — Pornitură ,,piele de rinocer", tipul subțire. La vest de localitatea Chipereşti.

Fig. 3. — Drum invadat de o pornitură „piele de rinocer".

2.3. PORNITURI CU SUPRAFEȚE GEOMETRIC DETERMINATE

2.3.1. *Generalități*

Grupăm în această categorie toate porniturile de teren care se produc pe suprafețe plane sau curbe. Ele constituie grupa mare a alunecărilor de teren. Caracteristicile lor principale sînt :

— prezintă o suprafață pe care se face alunecarea, suprafață ce poate să fie definită matematic ;

— corpul alunecat păstrează un timp structura stratigrafică inițială și este „digerat" treptat sub acțiunea agenților climatici.

2.3.2. Porniturile pe suprafețe plane

2.3.2.1. *Porniturile pe diaclaze.* În regiunile constituite din roci coerente[4] sînt frecvente porniturile ce au loc pe suprafețele diaclazelor. Ele se produc în terenurile constituite din roci nestratificate masive (calcare nestratificate, ortognaise, roci eruptive etc.). De multe ori ele sînt provocate de exploatări irațională care nu țin cont de sistemele de fisurare a rocilor.

2.3.2.2. *Porniturile pe suprafețele de falie.* În masivele de roci faliate, ridicate deasupra nivelului hidrostatic, se produc porniturile facilitate de prezența breciei tectonice sau a milonitului. Ele sînt provocate de acțiunea sufozionară a apei, care circulă în materialul sfărîmat. Sfărîmăturile

[4] Roci care în contact cu apa nu-și modifică proprietățile fizice-mecanice.

de rocă amestecate cu argila provenită în urma degradării lor constituie pînă la urmă, perna pe care se face alunecarea.

2.3.2.3. *Alunecările pe fețe de strat* sînt frecvente în regiunile cu terenuri accidentate, constituite din strate groase și înclinate de roci coerente în alternanță cu strate subțiri de argilă. Intercalațiile argiloase îmbibate cu apă constituie patul alunecos pe care se face alunecarea. Acest tip de alunecare este de cele mai multe ori declanșat de săpături sau exploatări necorespunzătoare, prin care se taie capetele de strat.

2.3.2.4. *Curgerile în culise* sînt o variantă a celor desprinse la punctul 2.3.2.3. Ele se produc în regiunile monoclinale, constituite stratigrafic din alternanțe de roci consistente și roci friabile. În rocile friabile se formează pe versanți adevărate uluce pe care se deplasează o rocă argilo-nisipoasă (rego-arenit). Ca direcție de curgere, deplasarea se face oblic pe suprafața versantului și nu după linia de cea mai mare pantă.

3.3. PORNITURI PE SUPRAFEȚE CURBE

În tratatele de geotehnică se consideră că porniturile se fac pe suprafețe curbe. Această reprezentare este o formă idializată, care permite încadrarea porniturii în formule de calcul, cu ajutorul cărora se pot deduce forma și dimensiunile sistemului de consolidare . Geologic, din categoria aceasta fac parte alunecările de teren care prezintă o suprafață de alunecare curbă simplă, a cărei secțiune normală poate fi un sector de cerc, curbă cicloidală, exponențială etc., iar secțiunea transversală o linie dreaptă, precum și porniturile cu dublă curbură la care ambele secțiuni sînt curbe.

În prima categorie intră majoritatea alunecărilor care se produc în terasamente, debleuri și rambleuri, iar în categoria a doua sînt cuprinse unele curgeri de noroi, precum și porniturile în formă de ceaun.

2.4. PORNITURI MIXTE

La porniturile mixte, masele alunecate (M. A. M a m u l e a, 1973 *a*) în momentul declanșării se deplasează pe suprafețe curbe, păstrîndu-și structura stratigrafică intactă. După digerarea blocului pornit, suprafața de alunecare dispare, iar materialul curge ca un corp foarte vîscos, constituind zona de reptație a porniturii.

PROPOSITIONS POUR LA CLASSIFICATION DES ÉBRANLEMENTS DE TERRAIN

RÉSUMÉ

Le but final des études effectuées sur les ébranlements de terrain est la connaissance intime de leur dynamique, conduisant à la systématisation et à la détermination des normes de travail pour la consolidation des terrains affectés. Pour ces raisons nous avons choisi pour leur classification la

forme de la superficie sur laquelle a lieu le mouvement des masses de roche. Conformément à ce critérium, nous avons divisé les ébranlements de terrain en quatre groupes :

1. Ébranlements sans superficie propre de déplacement, dont font partie : les roulements des blocs sur le versant, les éboulements des corniches de lœss ; les écoulements des moraines sur les versants ; la reptation, les glissements massifs de roche ; les déplacements des monticules argileux ; la solifluction.

2. Parmi les ébranlements sur des superficies ayant une forme indéterminée mathématiquement, sont compris quelques-uns des déplacements de terrain ayant lieu dans des argiles structurées ainsi que les déplacements en peau de rhinocéros, dénommés de cette manière à cause de l'épaisseur réduite de la masse mise en mouvement (1—2,5 m), de la grande superficie disloquée et des plis faits par le terrain, plis semblables à ceux faits par la peau de cet animal. Les déplacements en peau de rhinocéros ont lieu pour les petites inclinaisons du terrain (10° à l'horizontale) sur la superficie irrégulière de la roche de base, dues à la destruction des agrégats de l'argile, processus qui conduit à la formation d'un niveau de boue, sur lequel flotte la couche qui le couvre, constituée par les argiles alleuritiques envahies par les racines des plantes et dont la densité est plus petite que celle de la boue.

3. Ébranlements sur des superficies déterminées mathématiquement, où on trouve groupés : les glissements sur les superficies planes (diaclases, faces de faille et faces de couche) et les glissements sur des superficies à courbure simple ou bien à courbure double.

Parmi les ébranlements qui se produisent sur les faces des couches, on mentionne spécialement les glissements des régions monoclinales dans lequelles le matériel se déplace obliquement sur les versants d'après les lignes d'intersection des faces de couche avec la surface du versant.

4. Les ébranlements mixtes comprennent les dislocations qui — à l'origine — sont des glissements ayant lieu sur une surface courbe simple et au bas de la pente, au fur et à mesure que le massif mis en marche est digéré, se transforme en mouvement de reptation.

BIBLIOGRAFIE

BALLY R. J., STĂNESCU P. (1971), *Alunecări de terenuri*, Edit. Ceres, Bucureşti.

BĂCĂUANU V. (1968), *Cîmpia Moldovei*, Edit. Academiei, Bucureşti.

BORDET CL. (1959), *Les modes de circulation de l'eau dans les terrains cristallins*, Congrès de l'Université de Liège, Liege.

CIOACĂ A. (1970), *Un torent de grohotişuri în Munţii Făgăraş*, Terra, an II (XXII), 5.

KLENGEL K. J., PASEK I. (1974), *Zur Terminologie von Hangbewegung*, Zeitschrift für Angewandte Geologie, Akademie Verlag Berlin, **3**, 3.

MAMULEA M. A., (1973 *a*), *Porniturі de teren mixte*, Transporturi auto navale şi aeriene, Bucureşti.

— (1973 *b*), *Aspecte morfologice ale masivelor de teren pornite*, Sesiunea jubiliară de comunicări I.S.P.I.F., Bucureşti.

— (1973 *c*), *Probleme geotehnologice rutiere în Podişul Moldovei*, Com. C.N.I.T.—I.S.C.P.L.R.P., Minist. Transp. Telecom., Bucureşti.

— (1973 *d*), *Importanţa sufoziei şi a înnoroirii în declanşarea porniturilor de teren*, Acad. şt. agric. silv., an. III (X), Bucureşti.

MARTINIUC C. (1961), *Porniturile de teren și modul cum pot fi prevenite sau stabilizate*, Natura, Seria geogr.-geol., *4*.
MIHĂILESCU V. (1922), *Cîteva observații asupra formelor de teren din partea nordică a Podișului Moldovei*, Rev. Moldovei, Botoșani, **II**, 7.
— (1939), *Porniturile de teren și clasificarea lor*, Rev. geogr. Rom., *2—3*.
— (1959), *Porniturile de teren de la Pucioasa*, Probl. geogr., **VI**.
MORARIU TIBERIU, GÎRBACEA VIRGIL (1968), *Déplacements massifs de terrain de type glimee en Roumanie*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Serie de Géographie, **XII**, *1—2*.
POPP N. (1970), *Alunecările de teren de la Drăgoești*, Terra, an. II (XXII), *5*.
TUFESCU V. (1961), *Procese de pantă în bazinul Sitnei la N de Botoșani*, Probl. geogr., **IX**.
— (1966), *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată*, Edit. Academiei, București.
ZARUBA Q., MENCEL V. (1969), *Landslides and their control*, Czechoslovak Academy of Sciences Prague.

Primit în redacție la 21 ianuarie 1974

Institutul de proiectări auto, navale și aeriene

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtii de calc potrivit STAS-urilor în vigoare. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Se va evita reprezentarea acelorași date în text şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi a anului apariţiei lucrării (de exemplu : G. M u r g o c i , 1961). Lista bibliografică se va da în ordinea alfabetică, iar lucrările aceluiaşi autor în ordine cronologică. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale. Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

★

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se vor trimite de adresa Comitetului de redacţie.

1975 CRT 10

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

I. GAVĂT, R. BOTEZATU, M. VISARION, **Interpretarea geologică a prospecțiunilor geofizice**, 1973, 574 p., 393 fig., 41 lei.

O. CLICHICI, **Stratigrafia neogenului din estul Bazinului Şimleu**, 1973, 179 p., 51 fig., 24 pl., 14 lei.

GRIGORE POP, **Depozitele mezozoice din Munții Vilcan**, 1973, 155 p., 36 fig., 13 pl., 11 lei.

AURELIA BĂRBULESCU, **Stratigrafia jurasicului din vestul Dobrogei centrale**, 1974, 173 p., 21 fig., XLVI pl., 21 lei.

ŞERBAN-NICOLAE VLAD, **Mineralogeneza skarnelor de la Dognecea**, 1974, 119 p., 40 fig., XVI pl., 11 lei.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, t. 20, nr. 2, p. 157—290, Bucureşti, 1975

I.P. Informația c. 274

43 885

Lei 40.—